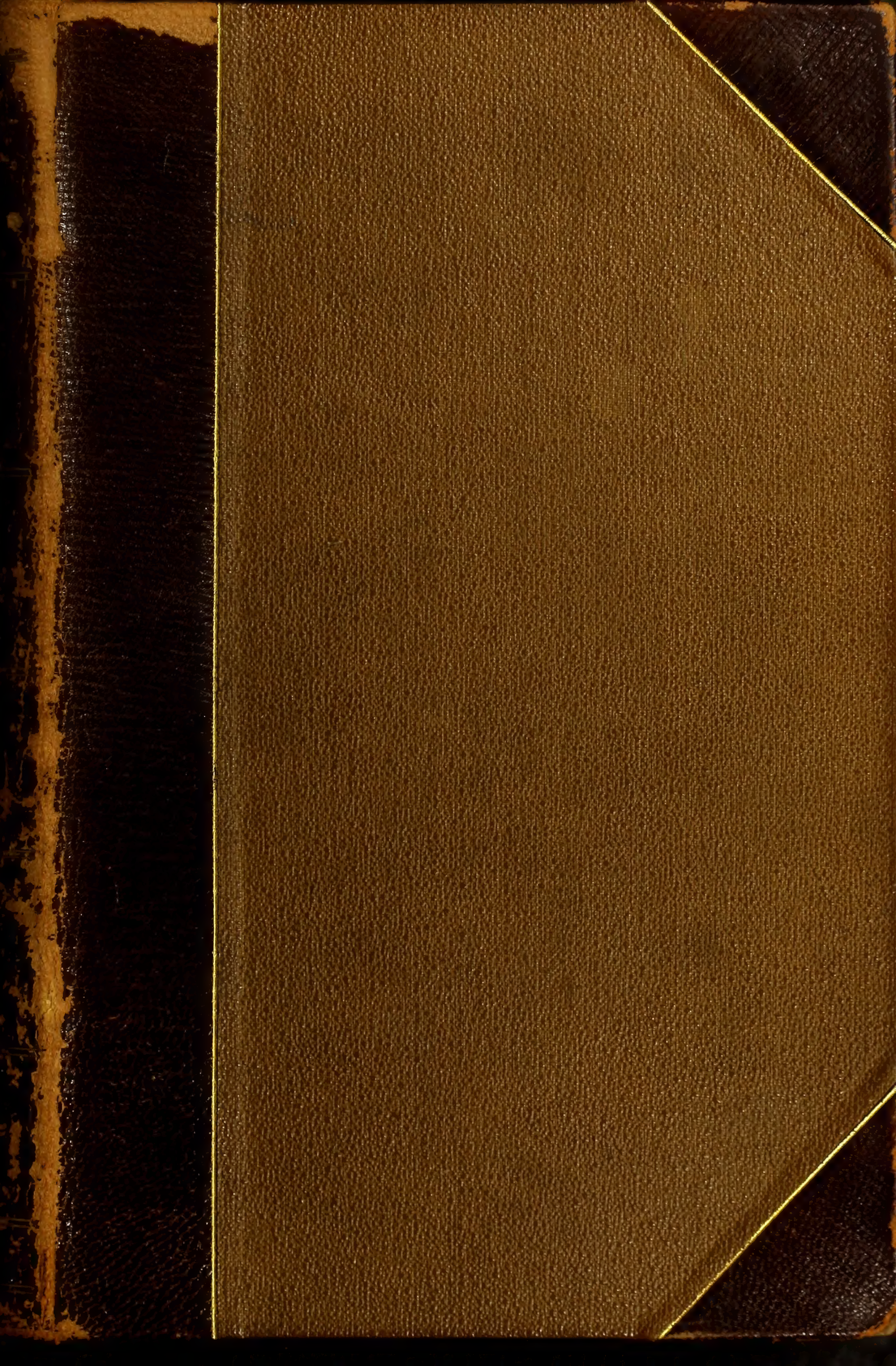
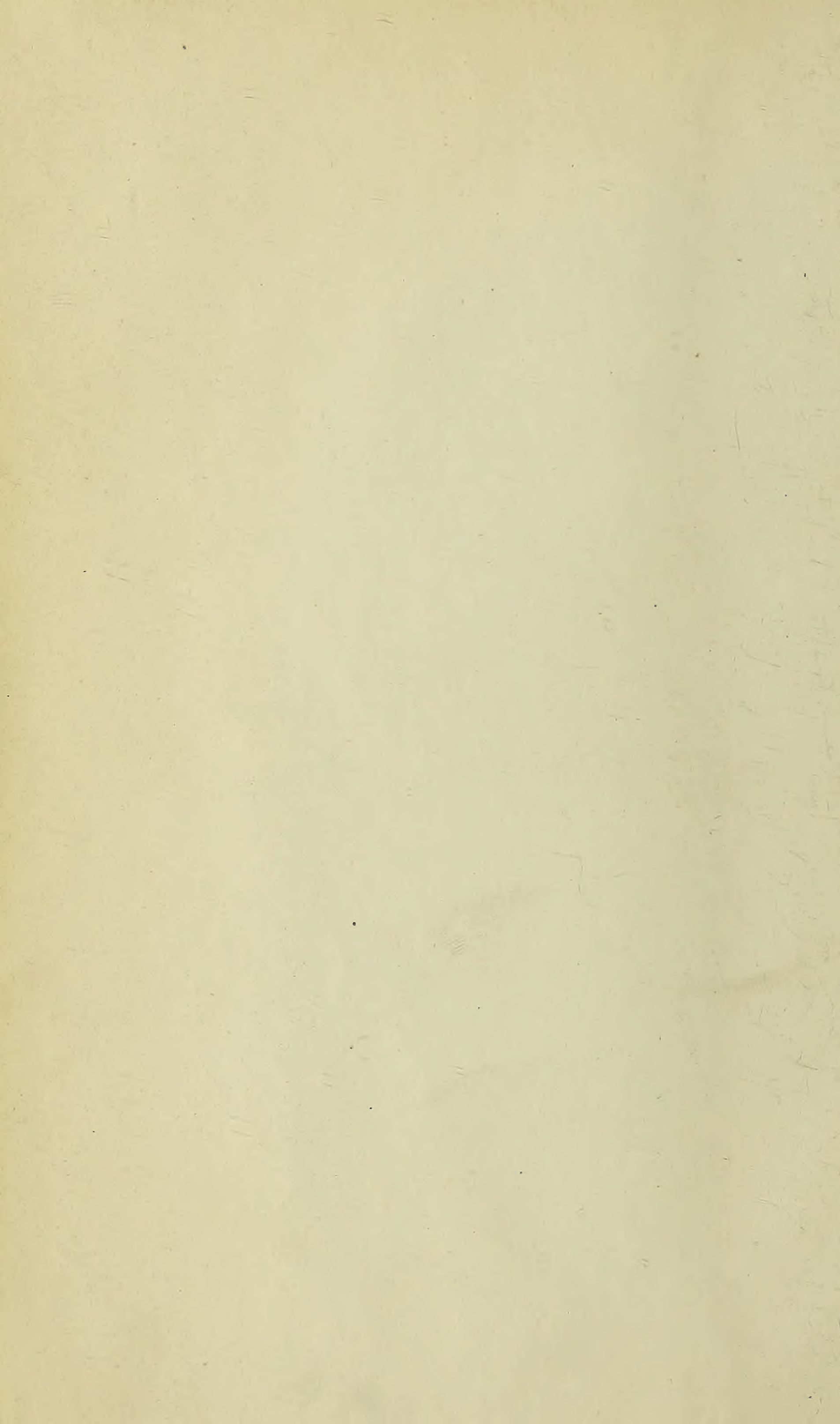
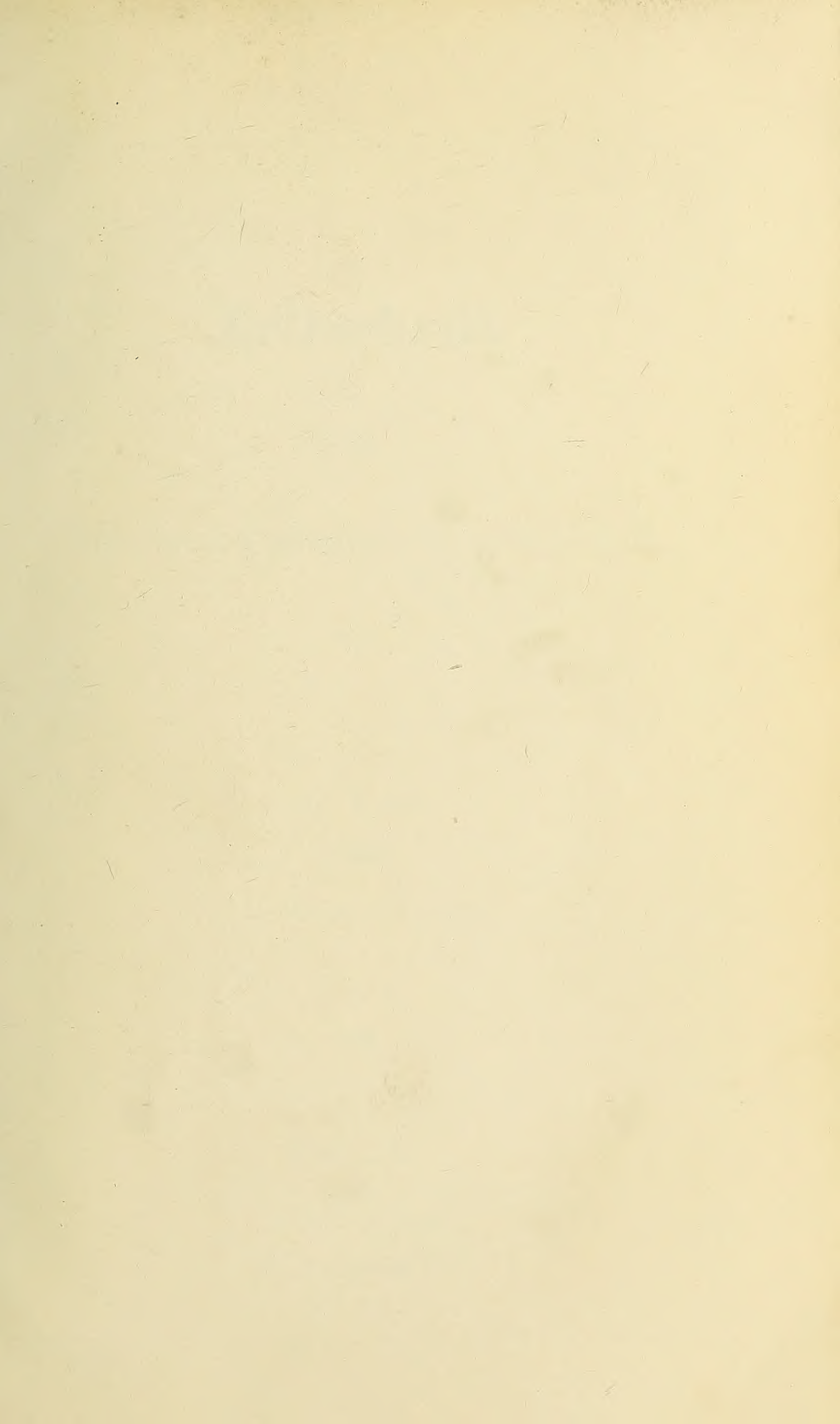










Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.



57. Band.

I. Heft.

Januar, Februar, März 1905.

(Hierzu Tafel I—VI).

Berlin 1905.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besserschen Buchhandlung (W. Hertz.)
SW. Kochstrasse 53.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1905.

Vorsitzender:	Herr Beyschlag	Schriftführer:	Herr J. Böhm
Stellvertretende Vorsitzende:	„ Wahnschaffe		„ Denckmann
	„ Schmeisser		„ Gagel
Schatzmeister:	„ Dathe		„ Philippi.
Archivar:	„ Jentzsch		

Beirat für das Jahr 1905

Herren: Tietze-Wien, Fraas-Stuttgart, Baltzer-Bern, Kayser-Marburg, Rothpletz-München, Steinmann-Freiburg i. Br.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der K. Preuß. geol. Landesanstalt u. Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Dr. C. Gagel tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens 8 Tage nach dem Vortrage einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 M. Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M.). Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden, solche von einzelnen Monatsberichten überhaupt nicht, da letztere insgesamt mit dem letzten Hefte jedes Jahrganges nochmals herausgegeben werden.

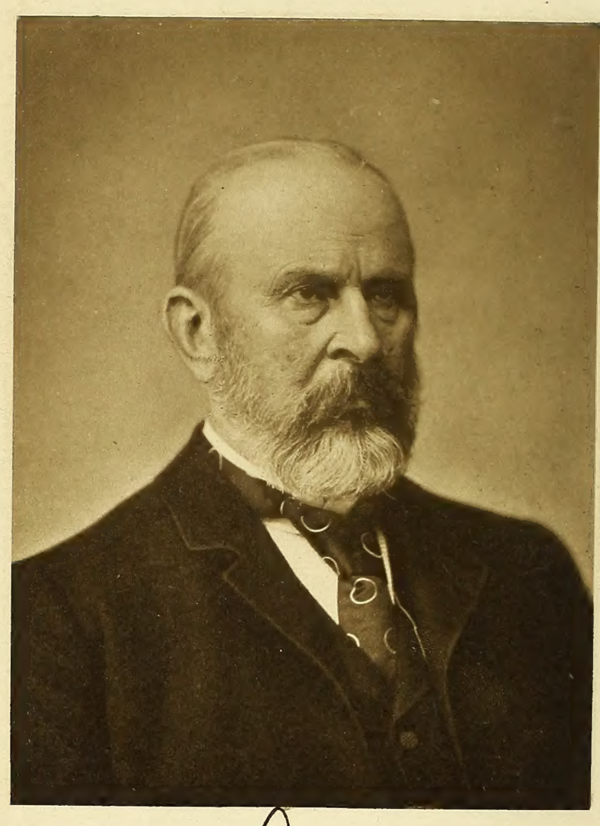
Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zu Gunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und soweit angängig besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Dr. Joh. Böhm,**
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte Herrn **Landesgeologen Prof. Dr. Jentzsch,**
3. sonstigen geschäftlichen Briefwechsel, insbesondere Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen Herrn **Landesgeologen Dr. C. Gagel,**
   sämtlich zu Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
4. Die Beiträge sind an die J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachf., Berlin SW., Kochstr. 53, durch direkte Übersendung einzuzahlen.


BRITISH MUSEUM
G.
D.
NATURAL HISTORY



Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

57. Band.

1905



Mit zweiundzwanzig Tafeln.

Berlin 1905.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz.)
SW. Kochstrasse 53.



Inhalt.

Aufsätze. Seite.

Briefliche Mitteilungen.

Seite.

Protokolle:



Inhalt des I. Heftes.

Aufsätze. Seite.

(Fortsetzung erscheint im zweiten Heft.)

Briefliche Mitteilungen.

Protokolle.

(Fortsetzung erscheint im zweiten Heft).

5



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Beiträge zur Kenntnis der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands“.

Von Herrn WILHELM PABST in Gotha.

II.[1])

Hierzu Taf. I—IV.

Die Tierfährten des brachydactylen[2]) Typus in dem Rotliegenden Böhmens, Schlesiens und Mährens.

Da meine jahrelangen Bemühungen, das reiche Fährtenmaterial aus dem Rotliegenden Deutschlands in einer Monographie zu veröffentlichen, aus technischen Gründen erfolglos geblieben sind, sehe ich mich veranlaßt, die Ergebnisse meiner Fährtenuntersuchungen durch eine Reihe weiterer kleinerer Aufsätze bekannt zu machen. Leider wird dadurch der Stoff inhaltlich sehr zerrissen, doch ist diese Bekanntgabe immerhin besser, als wenn das reiche Material vergraben in den Museen bleibt. Um dem vorzubeugen, sind bereits in jüngerer Zeit zwei kleinere Veröffentlichungen erschienen.[3]) 1) „Die fossilen Tierfährten aus dem Rotliegenden Thüringens im Herzogl. Museum zu Gotha, ein Führer durch ihre Sammlung, mit 12 Tafeln und 6 Figuren und 2) Abbildungen und kurze Beschreibungen der Tierfährten aus dem Rotliegenden Deutschlands Lieferung 1 Taf. I—XII,

---

[1]) Diese Zeitschr. 1900 S. 48.

[2]) a. a. O. 1900 S. 52.

[3]) Gotha. FRIEDRICH ANDREAS PERTHES. Aktiengesellschaft 1903.

von denen die letztere fortgesetzt werden soll, wenn ihre Aufnahme dies gestattet.

Der vorliegende Aufsatz behandelt die fossilen Tierfährten des brachydaktylen Typus in dem Rotliegenden Böhmens, Schlesiens und Mährens. Es sind dies die unter No. 2 bis 5[1]) verzeichneten Vorkommnisse von Huttendorf, Nieder- und Ober-Kalna bei Hohenelbe in Böhmen, von Albendorf und Rathen bei Wünschelburg in der Grafschaft Glatz und die Vorkommnisse von Lomnitz in Böhmen und Rossitz bei Brünn in Mähren.[2]) Die Belegstücke sind im Besitz der geologisch-paläontologischen Sammlung des Herzogl. Museums in Gotha, des Königl. mineralogisch-geologischen Museums in Dresden, des geologisch-paläontologischen Instituts und Museums in Breslau und des K. K. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. Sie sind mir, soweit nötig, bereitwilligst von den Herren Vorständen der genannten Sammlungen zur Verfügung gestellt worden, wofür ich ihnen auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte, vor allem auch für die ungewöhnlich lange Überlassung, die in dem eingangs erwähnten Umstand ihre Erklärung und Entschuldigung finden möge!

Die brachydactylen[3]) Fährten des böhmisch-schlesischen und mährischen Rotliegenden umfassen folgende Fährtenarten des „Systems der Tierfährten in dem Rotliegenden Deutschlands“.[4])

I. Ichnium pachydactylum.[5])

Für *Ichn. pachyd.* ist ein Vorkommen von Friedrichroda in Thüringen als typisch anzusehen: *Ichnium pachydactylum friedrichrodanum* aus dem Kesselgraben unterhalb des Regenberges. Die besten Belegstücke sind beschrieben und abgebildet: Nat. Wochenschr. 1900 No. 11 und in den oben zitierten Veröffentlichungen auf Taf. I u. II. Leider sind die Abbildungen in der N. W. recht schlecht ausgefallen, jedenfalls viel schlechter als andere Fährtenabbildungen in früheren Nummern der gleichen Zeitschrift.[6])

Aus dem böhmisch-schlesischen Rotliegenden gehören hierher je ein Vorkommnis von Lomnitz, Albendorf und Rathen und eins von Rossitz in Mähren. Das Lomnitzer Vorkommnis ist zweifelhaft, da es mir nur in einem Gipsmodell vorliegt. Es

[1]) Diese Zeitschr. 1900 S. 48 u. 49.
[2]) a. a. O. S. 50 Anm. 2 u. 3.
[3]) a. a. O. S. 52, 1.
[4]) a. a. O. S. 59
[5]) a. a. O. S. 54, 1.
[6]) Vergl. N. W. 1896: 48, 1898: 29.

war mir leider unmöglich. die Lomnitzer Originale zur Untersuchung zu erhalten.

I. 1. Ichnium pachydactylum, albendorfense.
Taf. I, Fig. 1 u. Taf. II, Fig. 1.

Vorhanden sind fünf Handstücke, von denen zwei in Gotha, drei in Breslau sich befinden.

I. **1**. 1. Handstück. Gotha. No. 1958 der Sammlung.
Taf. I, Fig. 1.

Größeres Handstück: I (44/15 cm) mit einer nach oben schreitenden zusammenhängenden Fährte[1]) (Fhte 1), die sich aus einem rechten und linken einseitigen Einzelfährtenpaar zusammensetzt, und drei weiteren Einzelfährteneindrücken, die einer zweiten anders gerichteten zusammenhängenden Fährte (Fhte 2) angehören.

Außerdem befinden sich auf dem Handstück zahlreiche Zeheneindrücke von *Ichnium gampsodactylum, albendorfense.*[2])

Die Einzelfährten von *Ichn. pachyd* (Fhte 1) zeigen deutlich die Artenmerkmale. Ihre Ballen sind breit, sie sind fünfzehig, ihre Zehen sind auffallend kurz und gedrungen. Die vierte Zehe ist die längste; am Vorderfuß 1,6 cm, am Hinterfuß 2,3 cm messend. Die Vorderfußeinzelfährten sind merklich kleiner als die Hinterfußeinzelfährten. Erstere messen: Länge: 4 cm, Spannweite: 4.8 cm, fast 5 cm; letztere 5 und 5 cm.[3])

Der Gang ist alternierend[4]) mit unmittelbarer Berührung von Hinter- und Vorderfußeinzelfährte; letztere sind deutlich nach einwärts gekehrt. — Die Schrittlänge beträgt 12 cm, die Spurbreite 4,5 cm.[5])

Die Einzelfährten der zusammenhängenden Fährte 2 sind weniger deutlich ausgeprägt und z. T. mit den Einzelfährten von Fährte 1 zusammenfallend, wodurch ihr Erhaltungszustand noch undeutlicher wird.

Schrittlänge hier größer als bei Fährte 1, ungefähr 14 cm.

I. **1**. 2. Handstück. Breslau. No. 1 der Sammlung.
Taf. II, Fig. 1.

Größeres Handstück (25/16 cm) mit vier Einzelfährtenreliefs, die einer nach oben schreitenden zusammenhängenden Fährte angehören, von denen sich zwei zu einem rechten einseitigen Einzelfährtenpaar vereinigen. die beiden anderen zwei aufeinander-

---

[1]) Diese Zeitschr. 1896 S. 808 ff.
[2]) a. a. O. S. 56, 9.
[3]) a. a. O. 1896 S. 812.
[4]) a. a. O. 1900 S. 54, 1.
[5]) a. a. O. 1896 S. 813.

folgenden linken einseitigen Einzelfährtenpaaren angehören und die Einzelfährten des linken Hinterfußes und linken Vorderfußes dieser sind. — Die Vorderfußeinzelfährte ist nur in ihren drei ersten Zehen am unteren Rande des Handstückes erhalten. Außerdem befinden sich auf diesem Handstück ebenfalls eine Anzahl Zehenreliefs von *Ichnium gampsodactylum, albendorfense.*

Die Einzelfährten von *Ichn. pachyd.* zeigen in vorzüglicher Weise die Artenmerkmale. Ihre Ballen sind sehr breit und die fünf Zehen kurz gedrungen und nach einwärts gebogen, so namentlich bei der linken Vorderfußeinzelfährte. Ebenso deutlich ausgeprägt erscheinen die schwach klumpig verdickten Zehenendigungen. Die vierte Zehe ist die längste, die erste die kürzeste. Die Vorderfußeinzelfährte ist merklich kleiner als die Hinterfußeinzelfährte. Erstere messen: Länge: 4 cm; Spannweite: 5 cm; letztere Länge: 5,5 cm; Spannweite: 5,5 cm.

Der Gang ist alternierend, mit unmittelbarer Berührung von Hinter- und Vorderfußeinzelfährte; letztere sind deutlich nach einwärts gekehrt. — Das Handstück ist „typisch" für *Ichn. pachyd. albendorfense.* Die Maße sind folgende:

Vorderfußeinzelfährte:		Hinterfußeinzelfährte:	
Länge:	4 cm	Länge:	5,5 cm
Spannweite:	5 cm	Spannweite:	5,5 cm
1. Zehe:	1 cm	1. Zehe:	1,5 cm
2. Zehe:	1,3 cm	2. Zehe:	1,6 cm
3. Zehe:	1,5 cm	3. Zehe:	1,7 cm
4. Zehe:	1,7 cm	4. Zehe:	2,1 cm
5. Zehe:	1,3 cm	5. Zehe:	1,7 cm

Schrittlänge: 14 cm, Spurbreite 9 cm.

I. 2. Ichnium pachydactylum, rathense.

Inch. pachyd. rathense ist das von Geinitz [1]) als *Saurichnites Leisnerianus* beschriebene und Taf. IV 5 abgebildete Vorkommnis von Rathen bei Wünschelburg. — Es ist ein kleineres Handstück, (18/15 cm,) mit zwei sehr schwach als Reliefs erhaltenen Einzelfährten mit sehr kurzen gedrungenen Zehen. Die Einzelfährten gehören einem einseitigen Einzelfährtenpaar an. Nach dem Bau der Hinterfußeinzelfährte spreche ich sie im Gegensatz zu Geinitz als rechte Einzelfährten an, die somit ein rechtes einseitiges Einzelfährtenpaar bilden. — An der Vorderfußeinzelfährte messen die Zehen nur bis 1,2 cm, an der Hinterfußeinzelfährte bis 1,9 cm (die vierte Zehe). — Außer *Ichn. pachyd.* sind noch

---

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1863. S. 389.

drei Einzelfährtenreliefs auf dem Handstück erhalten, die an *Ichnium dolichodactylum, tambacense*[1]) erinnern.

I. 3. Ichnium pachydactylum, rossitzense.

Dieses Vorkommnis ist in sechs Handstücken von Rossitz bei Brünn in Mähren vertreten, von denen sich drei im Herzoglichen Museum zu Gotha, drei im K. K. Museum zu Wien befinden. Die Einzelfährten sind teilweise typisch entwickelt und als Reliefs, wie als Eindrücke erhalten, bieten aber keine Besonderheiten.

I. 4. Ichnium pachydactylum, lomnitzense.

Hierher dürfte endlich noch ein Vorkommnis von Lomnitz in Böhmen zu zählen sein, das von Fritsch-Prag[2]) als *Saurichnites intermedius* beschrieben worden ist, mir aber nur in einem Gipsmodell vorliegt. — Die Zuteilung der Lomnitzer Fährten zu einer der Fährtenarten des Systems muß daher zweifelhaft bleiben. Sie sind deshalb in vorliegendem Aufsatz stets auch an letzter Stelle besprochen worden, obwohl Lomnitz mit Huttendorf, Nieder- und Oberkalna bei Hohenelbe im Gebiet des böhmischen Rotliegenden liegt. (Vergl. die Fundortsübersicht am Schluß.)

II. Ichnium pachydactylum, ungulatum.[3])

Ichn. pachyd. ungulatum ist ein interessantes Vorkommnis, das auf drei Handstücken von Rathen, Albendorf und Rossitz gefunden wurde. Wie es scheint, hat das Rathener Handstück, welches sich im Min. Museum in Dresden befindet, Geinitz vorgelegen, als er seine *Saurichnites Leisnerianus*[4]) beschrieb, denn er schließt seine Mitteilung mit der Bemerkung: „Außer diesem (*Saurichn. Leisn.*) besitzt das Min. Museum in Dresden durch Herrn Leisners Güte noch ein von einem größeren Fuße herrührendes Relief dieser Art, an welchem die flachen Zehen gegen 2 cm Breite erreichen". Das Vorkommnis von Rathen ist daher von Geinitz auf der Etikette auch mit *Saurichnites Leisnerianus* bezeichnet. Daß vor den Zehenreliefs deutliche Spuren vorhanden gewesener Krallen sich befinden, scheint Geinitz entgangen zu sein. Mir wurde die Erkenntnis des Rathener Vorkommnisses sehr durch seinen Vergleich mit dem gleichen von Albendorf erleichtert. Der auf dem Albendorfer Handstück vorhandene Einzelfährteneindruck könnte die Form

[1]) Diese Zeitschr. 1900. S. 56. 8 u. S. 61. 8. 26.
[2]) Sitz.-Ber. d. K. böhm. Ges. d. Wiss., math.-phys. Cl. 1895.
[3]) Merkmale a. a. O. S. 57, 1a.
[4]) a. a. O.

für das Rathener Relief sein, so übereinstimmend sind beide Einzelfährtenspuren erhalten!

II. 1. Ichnium pachydactylum, ungulatum, albendorfense.

Auf dem Handstück (24/16 cm) (Taf. III, Fig. 1) befindet sich ein Eindruck einer Einzelfährte, der dadurch ausgezeichnet ist, daß ungefähr 1.5 cm vor den Spuren, die die Zehen hinterlassen haben, über 2 cm lange Eindrücke von Krallen sich befinden. Die Einzelfährte selbst ist nur unvollständig zum Abdruck gekommen, da deutlich fünf Kralleneindrücke, aber nur vier Zeheneindrücke auf dem Handstück vorhanden sind, eine Spur eines Ballens aber ganz fehlt.

Die Zeheneindrücke rühren von auffallend breiten und gedrungenen Zehen her, doch ist es bei der eigentümlichen Art, in der weit vor den Enden der Zeheneindrücke die Krallen ihre Spuren hinterlassen haben, zweifelhaft, ob der ganze Zeh zum Abdruck gekommen ist. Infolge des eben erwähnten Befunds ist es nicht ausgeschlossen, daß beim Aufsetzen des Fußes die letzten Zehenglieder in die Höhe gebogen waren. Wie einmal später erörtert werden kann, ist dies z. B. bestimmt bei der Entstehung eigentümlicher Einzelfährtenreliefs von *Ichnium acrodactylum, tambacense* der Fall gewesen. —

Der Einzelfährteneindruck ist wohl die Spur einer linken Vorderfußeinzelfährte, da, wie immer, die längste Zehe als vierte angesprochen werden muß. Hinter ihm befinden sich noch fünf weitere Kralleneindrücke einer unmittelbar nachfolgenden wohl Hinterfußeinzelfährte. Soweit meßbar, messen die Zeheneindrücke 4 cm und sind bis über 2 cm breit.

II. 2. Ichnium pachydactylum, ungulatum, rathense,
von Geinitz beschrieben als: *Saurichnites Leisnerianus.*[1])
Auf dem Handstück (28/14 cm) (Taf. III, Fig. 2) befinden sich einige Zehenreliefs, die mit den Eindrücken des vorigen Handstückes die größte Übereinstimmung besitzen. Auch hier befinden sich weit vor den Enden der Zehen die deutlichen Spuren von Krallen. Soweit meßbar, messen die erhaltenen Zehenreliefs zwischen 3 und 4 cm und sind bis 2 cm breit. Es stimmen somit auch die Maße mit denen des Albendorfer Vorkommens vollkommen überein. Vornehmlich aber ist der Gesamteindruck, den die Zehenreliefs dieses Handstückes machen und der durch die eigene Gangart des zugehörigen Fährtentieres bedingt erscheint,

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1863 S. 390.

ein so vollkommen gleicher mit dem jenes, daß an einer völligen Übereinstimmung beider Vorkommnisse nicht zu zweifeln sein dürfte. Somit würde dieses Vorkommnis von *Saurichnites Leisnerianus* von dem anderen (siehe S. 4, I 2) zu trennen und als *Ichn. pachyd. ung.* anzusprechen sein.

II. 3. Ichnium pachydactylum, ungulatum, rossitzense.

Auf einem Handstück von Rossitz endlich, welches im Besitz des Herzogl. Museums in Gotha ist, befinden sich fünf deutliche Reliefs der Krallen von *Ichn. pachyd. ung.*, sodaß damit dieses Vorkommnis auch für Rossitz bestätigt wird.

III. Ichnium pachydactylum, minus.[1])

Ichn. pachyd. minus ist bekannt geworden von Albendorf und Rossitz.

III. 1. Ichnium pachydactylum, minus, albendorfense.
Taf. IV, Fig. 1.

Auf einem Handstück von Albendorf befindet sich eine zusammenhängende Fährte, die sich aus drei rechten und zwei linken einseitigen Einzelfährtenpaaren zusammensetzt und deren Einzelfährten von mir als *Ichn. pachyd. minus* angesprochen werden. Sie besitzen den Habitus von *Ichinum pachydactylum*, ihre Länge beträgt aber nur knapp 1 cm; ihre Spannweite etwa 1.5 cm. Die Zehen sind sehr kurz und gedrungen, sie messen kaum 0.5 cm. Sie besitzen klumpig bis kugelig verdickte Endigungen, die nach unten gebogen gewesen sein müssen, weshalb sie sich tiefer in den Boden eindrückten und daher in den Reliefs der Einzelfährten als deutliche Erhöhungen erscheinen. Eine Bewehrung durch einen Nagel oder eine Kralle fehlt. Die Einzelfährten der Vorderfüße sind auf diesem Handstück fünfzehig, die Hinterfußeinzelfährten weniger zehig; doch dürfte dies möglicherweise durch den Erhaltungszustand der Einzelfährten, nicht durch den anatomischen Bau der Extremitäten des zugehörigen Fährtentieres bedingt sein. Die dritte Zehe erscheint hier am längsten, und die Zehenendigungen bilden daher nahezu einen Halbkreis, wodurch die Einzelfährtenreliefs ein besonders charakteristisches Aussehen erhalten. Der Gang ist ausgesprochen alternierend.

Die Maße der zusammenhängenden Fährte sind:
Fährtenmaß 1) : 1.5 cm. Schrittlänge bis 5 cm. Spurbreite : 3.5 cm.
Fährtenmaß 2) : 5.5 cm. einseitige Schttl. 7 cm. zurückgelegte Strecke : 3 cm.

---

[1]) Merkmale a. a. O. S. 57, 1b.

In ihr sind die Vorderfußeinzelfährten einwärts gedreht, während die Hinterfußeinzelfährten nach auswärts gedreht erscheinen.

III. 2. Ichnium pachydactylum, minus, rossitzense.

Ichn. pachyd. minus, rossitzense ist auf zwei Handstücken vorhanden, die sich im Wiener k. k. Hofmuseum befinden und von denen eins als typisch für *Ichn. pachyd. minus* anzusehen ist. Auf ihm (18/29 cm) befindet sich eine zusammenhängende Fährte, die aus sechs Einzelfährtenpaaren, drei rechtsseitigen und drei linksseitigen, besteht. Die Einzelfährten, die als Eindrücke erhalten sind, sind sehr typisch entwickelt. Vorhanden ist ein breiter Ballen, der nur wenig tiefe Eindrücke hinterlassen hat. Vorderfuß und Hinterfuß sind ausgesprochen fünfzehig. Die Zehen sind kurz, gedrungen und etwas nach einwärts gebogen. Die Zehenendigungen sind deutlich klumpig bis kugelig verdickt und nach unten gebogen gewesen und daher ungleich tiefer eingedrückt, als alle anderen Teile der Einzelfährte. Der Gang ist ausgesprochen alternierend mit vollständiger Deckung der Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährte.

Die Einzelfährtenmaße sind: Länge: 2.3 cm, Spannweite 2.4 cm;

die Zehenlängen betragen 1 : 0.5 cm 3 : 0.9 cm
2 : 0.7 cm 4 : 1.1 cm
5 : 0.7 cm;

die der zusammenhängenden Fährte:

Fährtenmaß 1): 1.5 cm sich deckend Schrittlänge: 6 cm;
Fährtenmaß 2): 8 cm; einseitige Schttlge: 9 cm.

Nach dem Befund dieses Handstückes müssen die Merkmale von *Ichnium pachydactylum, minus*[1], die bisher nur nach dem Albendorfer Vorkommnis zu bestimmen waren, wie folgt geändert werden:

Ichnium pachydactylum, minus.

Einzelfährten mit nur schwach entwickelten breiten Ballen, fünfzehig. Zehen sehr kurz und gedrungen. Die Zehenendigungen klumpig bis kugelig verdickt, deutlich nach unten gebogen, tiefer eingedrückt ohne Bewehrung. Die vierte Zehe die längste. Die Spannweiten der Einzelfährten um weniges größer als ihre Längen.

Einzelfährten bis weniges über 2 cm messend.

Gang ausgesprochen „alternierend“.

---

[1]) a. a. O. S. 57 1b.

IV. *Ichnium brachydactylum.*[1])

Ichn. brachyd. unterscheidet sich von *Ichn. pachyd.* hauptsächlich dadurch, daß die Zehen schwach keulig anschwellen und spitz endigen, sodaß eine Bewehrung durch einen Nagel nicht ausgeschlossen ist, wogegen die Zehenendigungen bei *Ichn. pachyd.* schwach klumpig verdickt sind und die Bewehrung durch einen Nagel ganz fehlt.

Typisch für *Ichn. brachyd.* ist ein Vorkommnis von Kabarz und Tambach; *Ichn. brachyd. kabarzense* ist beschrieben und abgebildet N. W. 1900 11, sowie auf Taf. III der oben angeführten Veröffentlichungen.

Von den böhmisch-schlesischen Fährten sind hierher zu rechnen: *Saurichnites Kablikae* Geinitz von Ober Kalna und zwei zweifelhafte, weil als Modell vorliegende Vorkommnisse von ebenda, die Fritsch[2]) als *Saurich. Kablikae* und *Saurich. caudifer* beschrieben hat.

IV. 1. *Ichnium brachydactylum, kalnanum*

von Geinitz beschrieben als *Saurichnites Kablikae*[3]), von Fritsch beschrieben als *Saurich. Kablikae* und *Saurich. caudifer.*

Geinitz beschrieb in den Nachträgen zur Dyas[4]) ein Fährtenvorkommnis von Oberkalna als *Saurichnites Kablikae*, welches ich als *Ichnium brachydactylum*, *kalnanum* anspreche.

Es ist ein größeres Handstück (22/32 cm) mit zwanzig mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Einzelfährteneindrücken, die zwei zusammenhängende Fährten bilden. — Die Einzelfährten besitzen einen sehr massig entwickelten Ballen von stellenweise 1.5 cm Breite und sehr kurze spitzendigende Zehen, deren Bewehrung durch einen Nagel oder eine Kralle nicht ausgeschlossen erscheint, wie auch Geinitz bereits hervorhebt. — Die Spannweiten der Einzelfährten messen, wie ihre Längen. 2 cm, wodurch die Einzelfährten ein besonders charakteristisches Aussehen erhalten, das Geinitz treffend kennzeichnet, indem er[5]) sagt: „Die Zehen sind im Verhältnis zum Ballen sehr kurz; namentlich bei den Vorderfüßen, wo der ganze Fuß bis zum Ende der Zehen fast einen Kreis beschreibt."

Die Zugehörigkeit der Einzelfährteneindrücke zu zwei zusammenhängenden Fährten erscheint zwar zweifellos; ist aber

[1]) Merkmale a. a. O. S. 54. 2.
[2]) a. a. O.
[3]) Nachträge zur Dyas II, S. 9.
[4]) II, 1882 S. 9 u. t. I.
[5]) a. a. O.

bei einzelnen Einzelfährten schwer festzustellen. Sofern dies möglich ist, beträgt:
Das Fährtenmaß 1): 2.5 cm: einseitige Schrittlänge: 6 cm.
Das Fährtenmaß 2): 3.5 cm; Schrittlänge: 5 cm.
Spurbreite: 4 cm.

V. *Ichnium sphaerodactylum.*[1])

Ichn. sphaerod., bekannt hauptsächlich durch das Vorkommen von Tambach in Thüringen, ist nun auch im böhmisch-schlesischen Rotliegenden und im Rotliegenden Mährens nachgewiesen worden, da ein Fährtenvorkommnis von Albendorf auf zwei Handstücken der Breslauer Sammlung, *Saurichnites Rittlerianus* Fritsch von Lomnitz und ein Fährtenvorkommnis von Rossitz, das auf vier Handstücken der Wiener Sammlung vorkommt, als *Ichn. sphaerod.* anzusprechen ist. Die Einzelfährten, teils als Eindrücke, teils als Reliefs erhalten, zeigen die bekannten Merkmale: deutlich klumpige bis kugelförmige Endigungen der Zehen.

VI. *Ichnium rhopalodactylum.*[2])

Für *Ichn. rhopalod.* gilt als typisch die Fährte auf den beiden Handstücken der Dresdener Sammlung aus der Gegend von Huttendorf und Kalna bei Hohenelbe, die Geinitz in seiner Dyas S. 4 beschrieb und auf Taf. I 1/2 abbildete. Er bezeichnete die Fährte als *Saurichnites salamandroides.* — Nach der von mir einzuführen versuchten Benennung der fossilen Fährten[3]) würde sie mit „Keulzehfährte“ *Ichnium rhopalodactylum* genügend gekennzeichnet sein.

Die gleiche Fährte kommt ferner vor auf zwei weiteren Handstücken von ebendaher der Dresdener Sammlung, den Originalen Geinitz Dyas Taf. II 1 und 3; endlich ist ein Vorkommnis von Rossitz der Wiener Sammlung als *Ichn. rhopalod.* anzusprechen. Dazuzurechnen wären dann vielleicht noch die von Fritsch[4]) als *Saurichnites salamandroides* beschriebenen Fährten von Oberkalna, die mir aber gleichfalls nur in Gipsmodellen vorliegen.

VI. 1. Ichnium rhopalodactylum, kalnanum.

VI. 1., 1. Original Geinitz. Dyas Taf. I. 1/2 = *Saurichnites salamandroides.*

Zwei größere Handstücke, das eine mit den Einzelfährteneindrücken, das andere mit ihren Ausfüllungen mit dreizehn

[1]) Merkmale a. a. O. S. 55. 4.
[2]) Merkmale a. a. O. S. 55. 5.
[3]) Siehe Diese Zeitschr. 1896 S. 641, 808; 1900 S. 50.
[4]) a. a. O.

Einzelfährten, die eine zusammenhängende Fährte bilden.

Die Einzelfährten zeigen Merkmale, die zur Aufstellung der Fährtenart *Ichn. rhopalod.* Veranlassung gaben. Ihr Ballen ist breit, aber nur in einigen Einzelfährten zum Abdruck gekommen. Zehen sind nur vier erhalten, die deutlich keulig anschwellen und endigen und keine Bewehrung durch einen Nagel erkennen lassen. Die dritte Zehe ist die längste. Die Spannweiten und Längen der Einzelfährten sind gleich lang und messen 12 mm. Der Gang ist ausgesprochen alternierend. und die Hinterfußeinzelfährte deckt meist die Vorderfußeinzelfährte.

Die charakteristischen Fährtenmaße sind:

Fährtenmaß 1): sich deckend; einseitige Schrittlänge 10.5 cm.
Fährtenmaß 2): 9 cm. Schrittlänge 6 cm.
Spurbreite: 2.5 cm.

Beachtenswert und auch bereits von Geinitz erwähnt ist ein linienförmiger Abdruck zwischen den Einzelfährten, der, wenn nicht zufällig, da er nicht durchweg ausgebildet ist, eine Gleitspur eines möglicherweise vorhanden gewesenen Schwanzes des zugehörigen Fährtentieres sein könnte.

VI. 1. 2. Original Geinitz Dyas Taf. II, 1 (2).

Größeres Handstück (22/28 cm) mit sechszehn teilweise sehr undeutlich ausgebildeten Einzelfährtenreliefs, die eine zusammenhängende Fährte bilden. Einzelne Einzelfährtenreliefs erinnern in ihrem Aussehen an die auf dem vorigen Handstück, doch findet hier nirgends eine Deckung der Einzelfährten statt. Hierdurch verschwindet das ausgesprochene Alternieren der einseitigen Einzelfährtenpaare, wie dies ein Charakteristikum der zusammenhängenden Fährte auf dem vorigen Handstück ist. Trotzdem dürfte auch die Fährte dieses Handstückes als *Ichn. rhopalod.* anzusprechen sein. Doch bleibt sie immer ein zweifelhaftes wenig typisches Vorkommnis dieser.

Die Fährtenmaße sind folgende:

Fährtenmaß 1): 2 cm; einseitige Schrittlänge: 6 cm.
Fährtenmaß 2): 3 cm. Schrittlänge: 3.5 cm.
Spurbreite: 2.5 cm.

VI. 1. 3. Original Geinitz Dyas Taf. II. 3.

Handstück (15/17 cm) mit zweifelhaften, sehr undeutlich entwickelten Einzelfährtenreliefs, von denen vier deutlicher ausgebildet sind und einer zusammenhängenden Fährte anzugehören scheinen. Charakteristisch ist ein tieferer Eindruck, auf dem Handstück ein höheres Relief der Zehenendigungen. Es ist dies auch bei dem typischen Vorkommnis von *Ichn. rhopalod.* der Fall. Dennoch bleibt das vorliegende Vorkommnis immerhin

zweifelhaft. — Soweit die mögliche zusammenhängende Fährte eine Messung gestattet, betragen die Fährtenmaße:

Fährtenmaß 1): 3 cm. einseitige Schrittlänge 10 cm.
Fährtenmaß 2): 6 cm; Schrittlänge 8.5 cm.
Spurbreite: 4 cm.

In der Beschreibung dieses Handstückes erwähnt GEINITZ [1]) „viermal regelmäßig wiederkehrende Figuren, die von dem Auftreffen des Schwanzes desselben Tieres herrühren dürften, von welchen zugleich die Fährten abstammen". Es kann dies nicht der Fall sein, denn da die Einzelfährten auf dem Handstück als Reliefs erhalten sind, müßte auch die Gleitspur eines möglicherweise vorhanden gewesenen Schwanzes als Relief erhalten sein, während die fraglichen Figuren Eindrücke sind.

VI. 2. Ichnium rhopalodactylum, rossitzense.

Ichn. rhopalod. rossitzense kommt auf einem Handstück der Wiener Sammlung vor. Es enthält acht eine zusammenhängende Fährte bildende Einzelfährtenpaare von *Ichn. rhopalod.* Die Einzelfährten sind als Eindrücke erhalten und typisch entwickelt. Sie zeigen deutlich die keuligen Anschwellungen der Zehen. Der Gang ist alternierend mit vollständiger Deckung von Hinterfuß- und Vorderfußeinzelfährte des folgenden einseitigen Einzelfährtenpaares.

Die Maße der zusammenhängenden Fährte betragen:

Fährtenmaß 1): sich deckend; einseitige Schrittlänge 5.5 cm.
Fährtenmaß 2): 4.5 cm. Schrittänge 4.5 cm.
Spurbreite: 2.5 cm.

Somit ergibt sich folgende;

ındorts-Übersicht der brachydactylen Tierfährten in dem Rc
liegenden von Böhmen, Schlesien und Mähren.

Fährtenart	1. Böhmen		2. Schlesien		3. Mähr.	an:
	Hohelb. [2])	Lomnitz	Albendorf	Rathen	Rossitz	
Ichnium pachydactylum	—	+ [3])	+	+ [4])	+	4 Fundort
Ichn. pachyd. ungulatum	—	—	+	+ [4])	+	3 „
Ichn. pachyd. minus	—	—	+	—	+	2 „
Ichnium brachydactylum	+ [5])	—	—	—	—	1 „
Ichnium sphaerodactylum	—	+ [6])	+	—	+	3 „
Ichnium rhopalodactylum	+ [7])	—	—	—	+	2 „
Sa.	2.	2.	4.	2.	5.	
	4 Fhtart.		4 Fhtart.		5 Fhtart.	

Das System der Tierfährten in dem Rotliegenden Deutschlands[8]) aber würde für die *Brachydactylichnia* folgende neue Form erhalten müssen:

System der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands"

I. Hauptgruppe: Fährten von brachydactylem Typus: *Brachydactylichnia*, **„Kurzzehfährten"**

I. Untergruppe: *Pachydactylichnia:* „Plumpzehfährten"

1. Ichnium pachydactylum: „typische" Plumpzehfährte.

1. *Ichn. pachyd. friedrichrodanum* von Friedrichroda.
2. *Ichn. pachyd. lomnitzense* von Lomnitz,
   = *Saurichnites intermedius* Fritsch,
3. *Ichn. pachyd. albendorfense* von Albendorf,
4. *Ichn. pachyd. rathense* von Rathen,
   = *Saurichnites Leisnerianus* Geinitz[9]) z. T.,
5. *Ichn. pachyd. rossitzense* von Rossitz.

1a. Ichnium pachydactylum, ungulatum: Plumpzehfährte „mit Krallen",

6. *Ichn. pachyd. ung. albendorfense* von Albendorf,
7. *Ichn. pachyd. ung. rathense* von Rathen,
   = *Saurichnites Leisnerianus* Geinitz[10]) z. T.
8. *Ichn. pachyd. ung. rossitzense* von Rossitz.

1b. Ichnium pachydactylum, minus: „kleine" Plumpzehfährte.

9. *Ichn. pachyd. min. albendorfense* von Albendorf.
10. *Ichn. pachyd. min. rossitzense* von Rossitz.

2. Untergruppe: *Brachydactylichnia:* „Kurzzehfährten" im engeren Sinn.

2. Ichnium brachydactylum: „typische" Kurzzehfährte.

11. *Ichn. brachyd, kabarzense* von Kabarz,
12. *Ichn. brachyd. tambacense* von Tambach,
13. *Ichn. brachyd. kalnanum* von Oberkalna bei Hohenelbe.

---

[1]) a. a. O.
[2]) Huttendorf, Nieder- und Ober-Kalna bei Hohenelbe.
[3]) *Saurichnites intermedius* Fritsch.
[4]) *Saurichnites Leisnerians* Geinitz.
[5]) *Saurichnites Kablikae* Geinitz, Fritsch. *Saur. caudifer.* Fritsch.
[6]) *Saurichnites Rittlerianus* Fritsch.
[7]) *Saurichnites salamandroides* Geinitz u. Fritsch.
[8]) Diese Zeitschr. 1900 S. 59.
[9]) N. Jahrb. f. Min. 1863, t. 4, f. 5.
[10]) a. a. O. S. 390.

3. Untergruppe: *Anakolodactylichnia*: „Gekrüztzehfährten".

3. *Ichnium anakolodactylum*: „typische" Gekürztzehfährte.

14. *Ichn. anakolod. kabarzense* von Kabarz (beschrieben NW 1897 No. 8 als *Ichnium tetradactylum*).

4. Untergruppe: *Sphaerodactylichnia*: „Klumpzehfährten".

4. *Ichnium sphaerodactylum*: „typische" Klumpzehfährte.

15. *Ichn. sphaerod. friedrichrodanum* von Friedrichroda, = *Ichniotherium Cottae* Pohlig.
16. *Ichn. sphaerod. kabarzense* von Kabarz,
17. *Ichn. sphaerod. tambacense* von Tambach,
18. *Ichn. sphaerod. lomnitzense* von Lomnitz, = *Saurichnites rittlerianus* Fritsch,
19. *Ichn. sphaerod. albendorfense* von Albendorf,
20. *Ichn. sphaerod. rossitzense* von Rossitz.

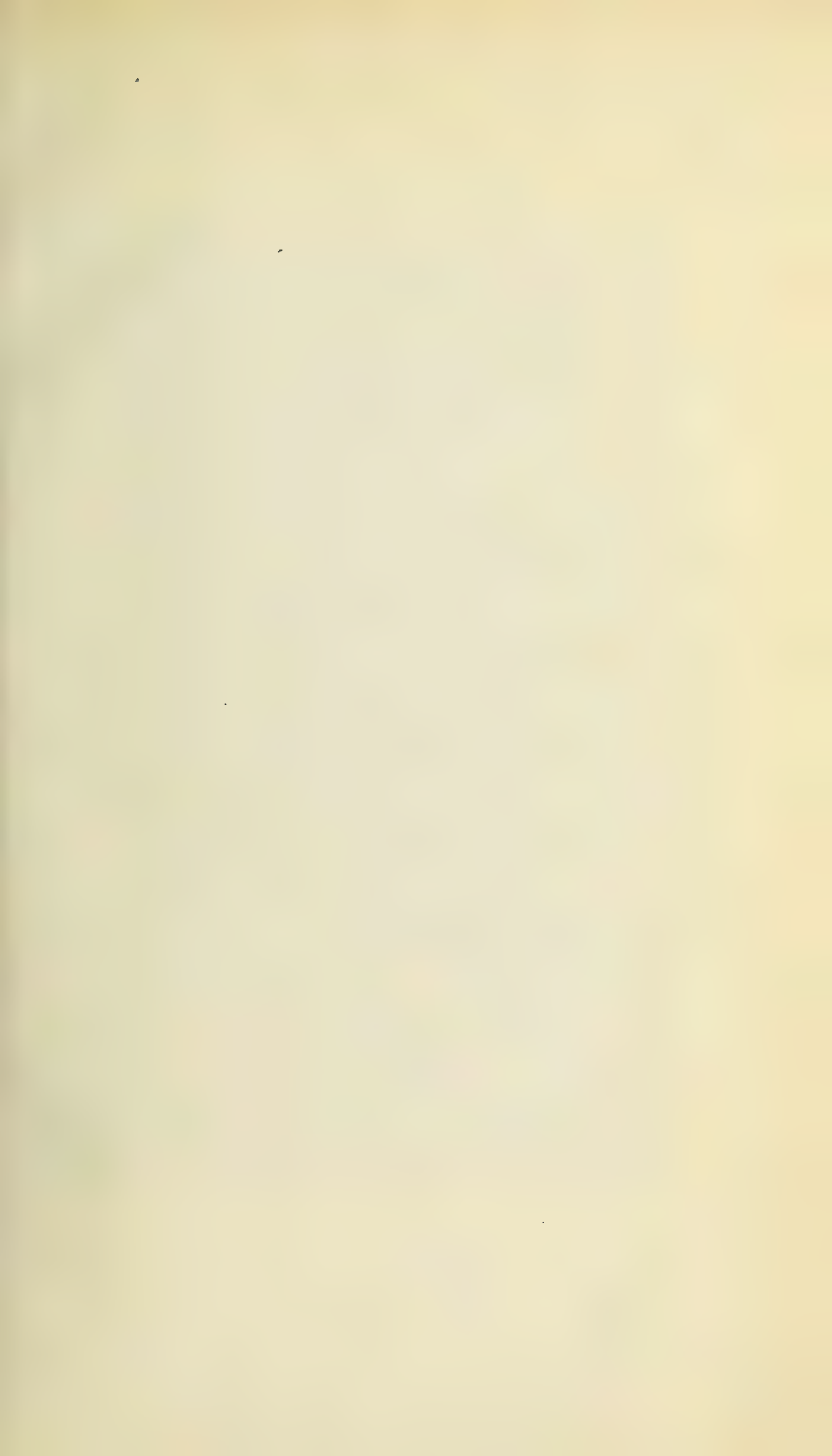
Subspecies: *minor*: mit „kleinen Einzelfährten",

21. *Ichn. sphaerod.* subsp. *minor*, *kabarzense* von Kabarz,
22. *Ichn. sphaerod.* subsp. *minor*, *tambacense* von Tambach.

5. Untergruppe: *Rhopalodactylichnia:* „Keulzehfährten".

5. *Ichnium rhopalodactylum*: „typische" Keulzehfährte.

23. *Ichn. rhopalod. kalnanum* von Oberkalna bei Hohenelbe, = *Saurichnites salamandroides* Geinitz, = *Saurichnites salamandroides* Fritsch,
24. *Ichn. rhopalod. rossitzense* von Rossitz.



Erklärung der Taf. I.

Taf. I, Fig. 1.

Fig. 1. *Ichnium pachydactylum, albendorfense.*
Das die Fährte enthaltende Stück des Handstückes No. 1959 der Gothaer Sammlung.
Albendorf. Im Herzogl. Museum in Gotha.

Erklärung der Taf. II.

Taf. II, Fig. 1.

Fig. 1. *Ichnium pachydactylum, albendorfense.*
Das die Fährte enthaltende Stück des Handstückes No. 1 der Breslauer Sammlung.
Albendorf. Im geolog. - paläontol. Institut in Breslau.

Erklärung der Taf. III.

Taf. III, Fig. $^{1}/_{2}$.

Fig. 1. *Ichnium pachydactylum, ungulatum, albendorfense.*
Das Handstück No. 4 der Breslauer Sammlung.
Albendorf. Im geolog. paläontol. Institut in Breslau.

Fig. 2. *Ichnium pachydactylum, ungulatum, rathense.*
Das Handstück der Dresdner Sammlung.
Rathen. Im Königl. min. geol. Museum in Dresden.

Erklärung der Taf. IV.

Taf. IV, Fig. 1.

Fig. 1. *Ichnium pachydactylum, minus, albendorfense.*
Das die Fährte enthaltende Stück des Handstückes No. 5 der Breslauer Sammlung.
Albendorf. Im geol. - paläont. Institut in Breslau.



Fig. 1. Ichnium pachydactylum, albendorfense.

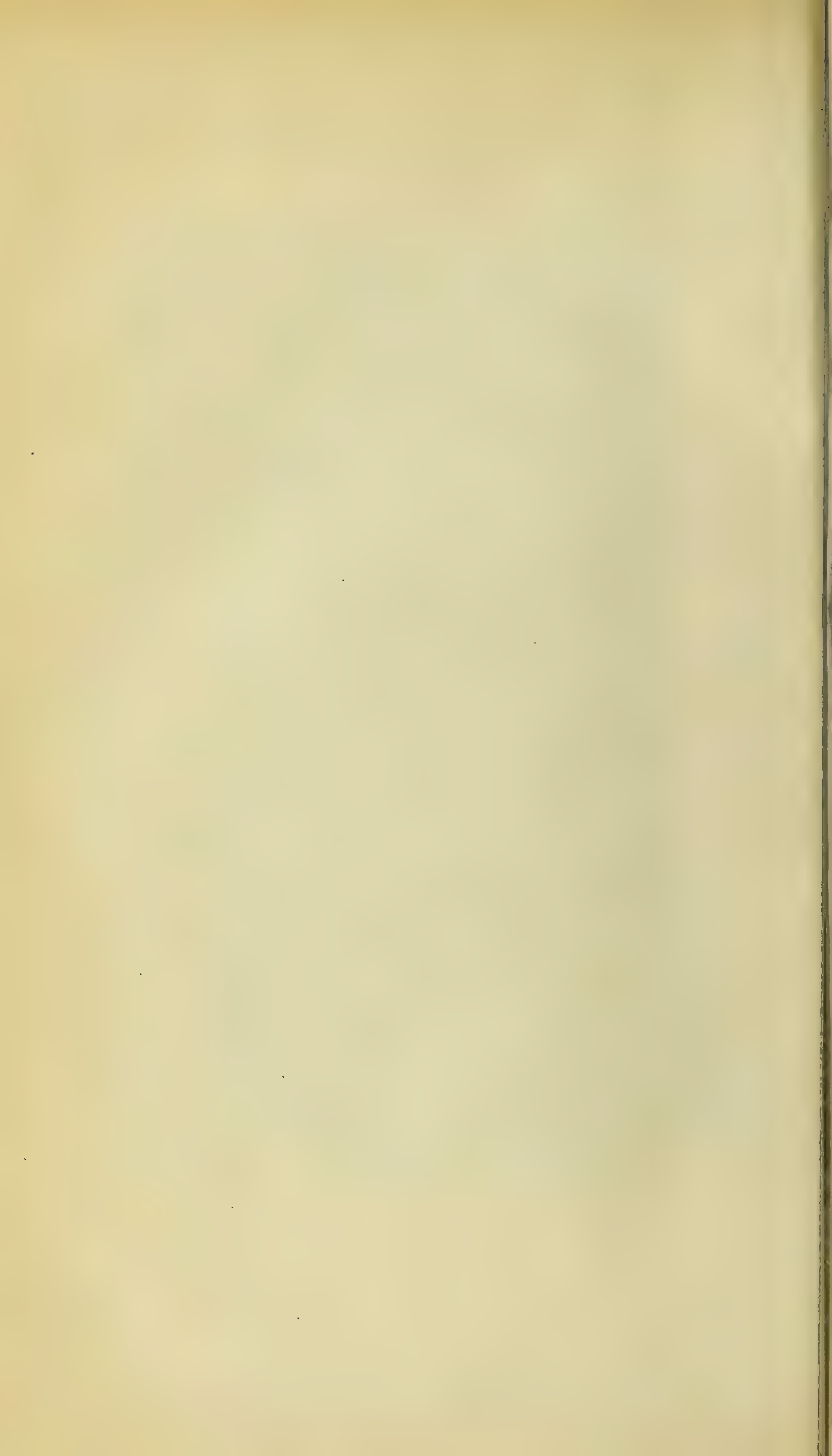




Fig. 1. Ichnium pachydactylum, [illegible]







Fig. 1. Ichnium pachydactylum, ungulatum, albendorfense.



Fig. 2. Ichnium pachydactylum, ungulatum, rathense.

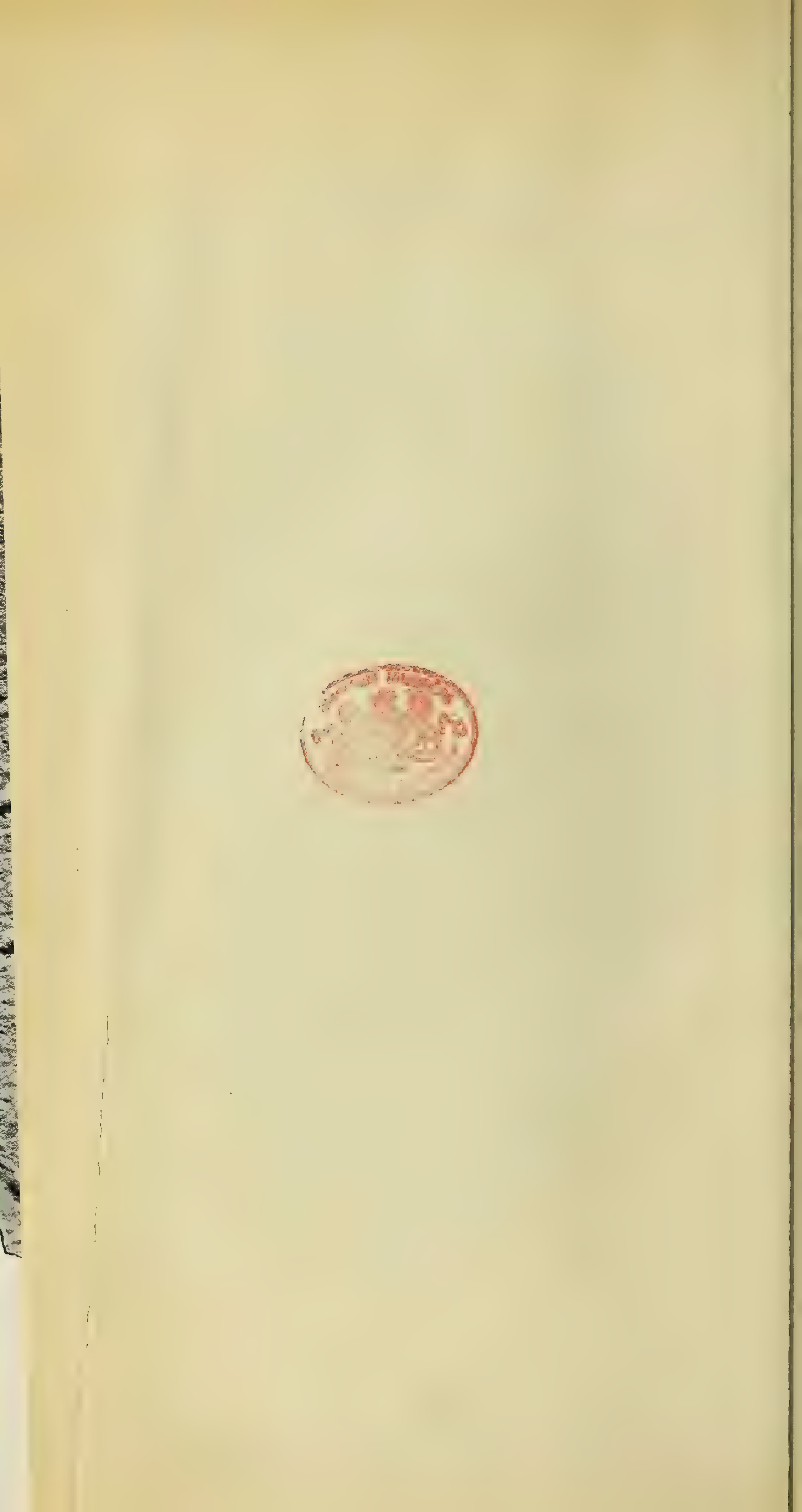




Fig. 1. Ichnium pachydactylum, minus, [illegible]



2. Beiträge zur Petrographie des westlichen Nord-Grönlands.

Von Herrn Max Belowsky in Berlin.

Einleitung.

Der Küstensaum der Westküste von Nord-Grönland zerfällt[1]) geologisch in zwei langgestreckte Zonen, von denen die innere, am Inlandeis gelegene, aus Gneisen und Schiefern mit ihren Einlagerungen besteht, während die äußere aus weichen tertiären und cretaceïschen Sandsteinen zusammengesetzt ist, in denen die Gänge der jungvulkanischen, basaltischen Gesteine aufsetzen. Die Verbreitungsgebiete der alten kristallinen Schieferformation und die der jüngeren sedimentären Gesteine mit ihren vulkanischen Gängen und Decken greifen ineinander über. Diese Sandsteine mit den sie durchsetzenden und deckenartig überlagernden jüngeren Gesteinen werden von den dänischen Autoren und auch von Erich von Drygalski mit dem Namen „Trappformation“ zusammengefaßt.[2])

Demgemäß zerfallen die auf der Westküste von Grönland zwischen dem 69. und 73. Grad nördlicher Breite gesammelten Gesteine in zwei große Hauptgruppen, von denen die erste durch die Gesteine der kristallinen Schiefer mit ihren Einlagerungen und den sie durchbrechenden Eruptivgesteinen, die zweite hauptsächlich durch Gesteine vom Habitus des Basaltes gebildet werden.

Die mitgebrachten Gesteinsproben sind fast ausschließlich Gerölle und Geschiebe der Moränen, wie es ja infolge der Verwitterung der Gesteine und der Bedeckung durch die Eismassen nicht anders zu erwarten ist. Nur an wenigen Stellen ist das Anstehende, und namentlich das des Grundgebirges, in größerem Maßstabe zugänglich.

Der Zweiteilung in der geologischen Gliederung des Landes entsprechend, zerfällt die vorliegende Arbeit in zwei Abschnitte: erstens in eine Beschreibung des kristallinen Grundgebirges mit seinen Einlagerungen und durchbrechenden Eruptivgesteinen und zweitens in eine solche der jüngeren Basaltformation.

---

[1]) Erich von Drygalski, Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1891—1893. **1.** S. 26. Berlin 1897.

[2]) a. a. O. 1897. **1.** S. 26.

I. Das kristalline Grundgebirge mit seinen Einlagerungen und durchbrechenden Eruptivgesteinen.



Die verbreitetsten Gesteine des kristallinen Grundgebirges sind die Gneise. Dieselben bilden meistens das Innere der Buchten und Fjorde bis zum Rande des Inlandeises. Es wechseln in dem Landschaftsbilde schroffe Abfälle an den Wänden der Täler mit gerundet welligen Formen, wie E. von Drygalski in seinem Werke über die Grönland-Expedition ausführt.[1] Während die ersteren wohl ein Produkt der Erosion sind, entstehen die letzteren durch die Arbeit des Eises.

Auch die Verwitterungsformen geben dem Gneisgebiet ferner ein charakteristisches Aussehen. Es findet nämlich eine Zerteilung des Gesteins in quaderförmige Blöcke nach drei sich schneidenden Kluftsystemen, ein Abplatzen tafelförmiger Platten, eine Abschälung von dünnen Gesteinsschalen und ein Zerfallen des Gesteines zu Grus statt.

Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges finden sich in dem ganzen von dieser Expedition besuchten Gebiet.

Schon bei Jakobshavn, dem Ausgangspunkte der Expedition, sind Gneise gesammelt worden. Sie ließen sich sodann über die Halbinsel Nugsuak hinweg zur Station Karajak am großen Karajak-Eisstrom, in dessen Umgebung die meisten Gesteine der alten Schieferformation gesammelt worden sind, verfolgen.

Nördlich davon gehören noch Igdlorsuit auf Ubekjendt-Eiland, Umiamako und Söndre Upernivik zum kristallinen Grundgebirge.

Auf der an basaltischen Gesteinen so reichen Insel Disko sind die Gesteine älterer Formation nur in ganz geringem Umfange verbreitet.

Das kristalline Grundgebirge ist hauptsächlich durch Gesteine aus der Familie der Gneise, durch Einlagerungen in diesen, durch Granulite und Quarzite sowie durch einige in den Schiefern auftretende Tiefengesteine und durch jüngere durchbrechende Gänge der Diabasfamilie vertreten.

Die Gneise bilden den Hauptbestandteil des kristallinen Grundgebirges. In ihnen kommen Einlagerungen vor, welche hauptsächlich aus mannigfaltigen Hornblendegesteinen bestehen. Sie heben sich von dem Gneis durch ihre meist abweichende Färbung ab und lassen sich schon von weitem als Bänder und Linsen beobachten. Die Hornblendeeinlagerungen sind ein auffälliges charakteristisches Merkmal der grönländischen Gneise;

---

[1]) a. a. O. 1897, I. S. 30.

sie geben der Landschaft durch ihren Farbenkontrast, wie E. v. DRYGALSKI hervorhebt, ein eigenes Gepräge.

Weit weniger beteiligen sich an dem Aufbau des Grundgebirges Granulite und Quarzite.

Dasselbe wird ferner von granitischen Gesteinen durchbrochen. Diese müssen eine weit größere Verbreitung unter der Bedeckung des Inlandeises haben, als anstehend wahrzunehmen ist. Es finden sich in den Moränen der aus dem Inlandeis hervorbrechenden Gletscher derartige Geschiebe und Kontaktgesteine, deren geologische Beziehungen nicht mehr zu ergründen sind.

Als jüngstes Glied, aber noch zum Grundgebirge gehörig, sind die Gänge und Stöcke von Eruptivgesteinen aus der Diabasfamilie zu erwähnen. Sie sind von den Basaltgängen der jüngeren Basaltformation scharf zu scheiden, die gelegentlich auch das Grundgebirge durchsetzend auftreten können.

A. A. Die Gneisformation.

A. Die Gneise.

Die Gneise Nordgrönlands lassen sich nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung in zwei Gruppen einteilen: in Biotitgneise und Hornblendegneise.

Die erste Gruppe zerfällt ganz augenfällig wieder in zwei Abteilungen: in die grauen und in die roten Gneise.[1]) Diese letztere Zweiteilung ist jedoch nicht nur eine äußerliche. Es sind in der Tat zwei verschiedene Gesteinsgruppen von ganz verschiedener Zusammensetzung und verschiedenem geologischen Alter.

Die grauen Gneise, zumal wenn man die Hornblendegneise mit hinzurechnet, bauen das eigentliche Grundgebirge auf. Die roten Gneise sind weniger verbreitet. Beides sind auch petrographisch verschiedene Gesteine. Die roten Gneise sind jünger als die grauen. Man findet sie vielfach die grauen Gneise durchsetzend und durchschwärmend, wie z. B. Geschiebe vom Karajak Nunatak lehren. Im Gegensatz zu den grauen Gneisen verdienen sie eher den Namen „Granit". Es sind weniger umgeänderte Gesteine, die ihre frühere Granitnatur noch ziemlich deutlich erkennen lassen.

Was die geographische Verbreitung der grönländischen

[1]) A. KORNERUP: Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten of Grönland (62° 15'—64° 15' N. B.). Meddelelser om Grönland **1**. Kjöbenhavn 1890. S. 81.

A. KNUTSEN og P. EBERLIN: Om de geologiske Forhold i Dansk Ostgrönland. Ebenda **9**. 1895. S. 235.

Gneise[1]) anbetrifft, so läßt sich dieselbe von Süden nach Norden durch folgende Gegenden beobachten:

Graue Biotitgneise und Hornblendegneise finden sich zuerst bei Siusasigsak, nördlich Jakobshavn. Im südlichen Teil der Insel Disko tritt der Gneis nur an wenigen Stellen zu Tage und zwar im Innern des Disko-Fjordes und ganz im Süden der Insel bei Godhavn, wobei die Felsen eine Höhe von ca. 100 m erreichen. Die Gneisformation[2]) bildet auch hier die tiefste Formation auf der ganzen Insel, ebenso wie auf der nördlich davon gelegenen Halbinsel Nugsuak. Hier erreichen die Gneisfelsen eine Höhe von ca. 1500 m. Gneise nehmen ferner den östlichen Teil der Halbinsel ein und bilden zur Hälfte auch ihre Nordküste. Die größten Höhen liegen in der Mitte der Halbinsel; nach Westen und Osten flacht sich dieselbe bis auf 600—700 m ab.

Die Küsten und Inseln des Umanak-Fjordes bestehen durchgängig aus Gesteinen der Gneisformation. Die letzteren bilden langgestreckte, ziemlich ebene Plateaus mit steilen und durch Fjorde zerrissenen Küstenrändern und einer allgemeinen Neigung nach SO. Im Norden wird der Umanak-Fjord von der Insel Upernvik abgeschlossen. Darauf und auf der benachbarten Küste des Kangertluarsuk-Fjordes erheben sich die höchsten Berge des nördlichen Westgrönlands. Hier bilden die kristallinen Schiefer aber im Gegensatz zu den eben erwähnten Formationen scharfe Spitzen, die von Steenstrup mit einem Wald von Masten verglichen werden. Die Berge erreichen eine Höhe von über 2000 m. Vom Karrat-Fjord zieht sich der Uvkusigsat-Fjord nach Norden hin. Derselbe ist steil in Gesteinen des Grundgebirges eingeschnitten. Diese setzen sich auch noch weiter nach Norden hin fort und bilden nördlich von der Insel Söndre Upernivik ein größeres Gneisgebiet, welches, wie im Süden der Insel Disco, hier wieder den Rand der Außenküste erreicht, da ihm keine „Trappformation" vorgelagert ist.

I. Biotitgneise.

a. Graue Gneise.

Die grauen Gneise bilden, wie bereits erwähnt, das Hauptgestein der grönländischen Gneisformation. Nach ihrem Mineral-

[1]) K. J. V. Steenstrup: Bidrag til Kjendskab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord-Grónland. Meddelelser om Grónland. **4**. Kjóbenhavn 1893. S. 173—242.

[2]) Th. Nicolai: Untersuchungen an den eisenführenden Gesteinen der Insel Disco.. Ebenda **24**. 1901. S. 220.

bestand sind es fast reine Biotitgneise, so namentlich die Vorkommen von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, also im südlichsten Teile des Expeditions-Gebietes, und von der Basaltdecke der Halbinsel Nugsuak und am großen Karajak-Eisstrom.

Die Farbe der grauen Gneise ist ein helles Grau, wenn der Feldspat mit dem Glimmer im Gleichgewicht steht. Wenn jedoch der letztere überwiegt, so wird das Gestein dunkelgrau.

Die Gneise sind flaserig; die Feldspate bilden die Flaserkerne und um diese zieht sich der Biotit herum. In allen Gesteinen ist eine deutliche Lagentextur vorhanden, und es wechseln glimmer- und feldspatreiche, also dunkle und helle Schichten, mit einander ab. Die Lagen sind meist sehr schmal und fein, werden aber bei dem Gestein von der Basaltdecke von Nugsuak ziemlich breit. Das letztere Gestein muß auch einer so starken Pressung ausgesetzt gewesen sein, daß die gefalteten Schichten einen Winkel von 90 Grad erreichen, also saiger stehen.

Die grauen Gneise bauen sich aus Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Biotit in wechselnden Mengen auf.

Aus Orthoklas bestehen vorwiegend die Augen und Flaserkerne. Derselbe kommt aber auch in dem Gesteinsverbande selbst vor und bildet dann größere breittafelförmige Kristalle von unregelmäßiger Begrenzung. Diese zeigen Spuren von Druckerscheinungen, nämlich undulöse und fleckige Auslöschung. Die einzelnen Orthoklase sind mit staubförmigen, in Reihen angeordneten Interpositionen durchsetzt; die rote Farbe wird durch Einlagerung von Eisenglanztäfelchen hervorgerufen. Von weiteren Einschlüssen sind Orthoklas, Mikroklin, Biotit, Zirkon und Apatit zu nennen. Größtenteils ist der Orthoklas noch frisch; in einigen Fällen konnte eine Umwandlung in Muskovit festgestellt werden.

Der Mikroklin scheint meistenteils aus dem Orthoklas durch Auslösen von Spannungen und durch molekulare Umlagerung hervorgegangen zu sein, wenigstens sprechen dafür die Beobachtungen, daß die Mikroklinbildung vorzugsweise entlang Sprüngen als Auslösung eines bestehenden Druckes vor sich gegangen ist, ähnliche Verhältnisse, wie sie schon z. B. von B. Kühn,[1]) F. Rinne[2]) u. A. vielfach beschrieben worden sind.

Es läßt sich aber auch die Möglichkeit nicht leugnen, daß ein Teil der Mikrokline vielleicht ein primärer Bestandteil des ursprünglichen Gesteins vor der Umwandlung gewesen ist.

Derartiger Mikroklin bildet wie der Orthoklas kleinere tafel-

[1]) Untersuchungen an altkristallinen Schiefergesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik. N. Jahrb. f. Min 1891. Beil.-Bd. 7. S. 295—358.

[2]) Über Mikroklinstruktur. N. Jahrb. f. Min. 1890. 2. S. 66.

förmige Kristalle. Er ist aber kein zu häufiger Gemengteil in den grauen Gneisen.

Gleichzeitig mit den mechanischen Deformationen finden auch chemische Reaktionen statt. Hierher gehört vor allem die Bildung mikroperthitischer Feldspate. Es scheiden sich nämlich in dem Orthoklas Teile von Albitsubstanz aus, die infolge ihrer stärkeren Doppelbrechung höhere Polarisationstöne besitzen. In dem grauen Orthoklas treten einzelne Partien mit stärkerer Doppelbrechung auf. Dies ist besonders in denjenigen Gesteinen der Fall, welche die meisten Merkmale dafür aufweisen, daß sie einen starken Gebirgsdruck haben aushalten müssen. Es sind dies gleichzeitig diejenigen Gesteine, welche auch am meisten Mikroklin enthalten. Die Albitsubstanz tritt in breiten Streifen auf; diese können aber auch schmäler werden und sich nach beiden Enden hin zuspitzen; endlich bildet sie auch nur hellere fleckige Stellen. Der graue Orthoklas gewinnt dadurch ein streifiges, striemiges und fleckiges Aussehen.

Daß der Zerfall isomorph gemischter Feldspäte in inhomogene Gemenge die Folge der Druckeinwirkung ist, weist F. Becke[1]) nach.

Die in den grauen Gneisen vorkommenden Plagioklase zeigen ein frisches Aussehen mit reichlicher Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz, aber keine Zonenstruktur. Grade das Fehlen der letzteren in den Gemengteilen der kristallinen Schiefer ist nach F. Becke[2]) ein Merkmal der typischen kristalloblastischen Struktur, womit allerdings nicht gesagt sein soll, daß alle Plagioklase metamorpher Entstehung seien.

Die Plagioklase gehören mehr der saureren Reihe der Mischfeldspäte an. In dem Gestein vom Karajak Nunatak wurden auf Schnitten mit symmetrisch auslöschenden Lamellen kleine Auslöschungsschiefen beobachtet[3]). Auf einem solchen Schnitt || $M = \infty P\breve{\infty}$ (010) wurde eine Auslöschungsschiefe von $+3^0\ 30'$ gemessen, welcher Wert auf einen Feldspat von der Beschaffenheit des Oligoklas hindeuten würde.

---

[1]) Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschrift. math.-naturw. Klasse K. Akad. Wiss. Wien **75**. S. 5. 1903.
Congrès Géologique International. Compte Rendu de la IX. Session Vienne 1903. **2**. 1904 S. 556.

[2]) a. a. O. 1903 S. 5.
a. a. O. 1904 S. 569.

[3]) Die Feldspate wurden nach Möglichkeit nach verschiedenen Methoden bestimmt, je nach dem die eine oder die andere angewendet werden konnte. Von diesen Methoden sind folgende zu nennen:
M. Schuster: Über die optische Orientierung der Plagioklase. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. **3**. 1881 S. 117—284.

In Schnitten ⊥ P und M (⊥ o P [001] und ∞ P $\breve{\infty}$ [010]) konnte eine Auslöschungsschiefe von — 7° im stumpfen Winkel P/M festgestellt werden, was auch ungefähr einem Feldspat vom Charakter des Oligoklas-Albit entsprechen würde.

Auch der Quarz weist als primärer Gesteinsgemengteil reichlich Spuren von Deformationen auf. In der Korngröße tritt er hinter dem Feldspat zurück; er ist immer allotriomorph und bildet gewissermaßen die Verkittungsmasse für die übrigen Bestandteile, wobei er immer undulöse Auslöschung zeigt. Die ursprünglich rundlichen Körner sind durch den Druck langgestreckt worden, und diese langen Quarze sind dann um die einsprenglingsartigen Feldspate herum gebogen. Wenn die Auslöschung bei diesen gebogenen Quarzen streifenweise vor sich geht, so stehen diese Streifen senkrecht zur Längserstreckung des Quarzes[1]. Wird die Spannung ausgelöst, so zerfällt der ganze Quarz in ein Mosaik allotriomorphkörniger Individuen.

Schriftgranitische Verwachsungen zwischen Quarz und Orthoklas sind sicherlich primärer Natur und nicht ein Produkt der durch den Gebirgsdruck erfolgten chemischen Reaktionen.

Von den Glimmern überwiegt weit der dunkle Magnesiaglimmer mit starkem Pleochroismus, der sich in hellgrünlichgelben bis strohgelben und dunkelbraunen bis schwarzen Tönen bewegt. Er besteht aus kleinen länglichen Schmitzen, welche sich um die einzelnen kleinen Quarze und besonders um die Feldspat- und Quarzaugen

F. Fouqué: Contribution à l'étude des feldspats des roches volcaniques. Bull. Soc. franç. de Minéralogie. Paris 1894. **17.** S. 428.
F. Becke: Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitz.-Ber. Wiener Akad. **102.** I. Abt. 1893. Juliheft, und Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. **13.** 1892. 386—388.
G. F. Becker: Annual Report U. S. Geol. Survey **17.** Part III 1898 S. 1—86.
F. Becke: Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten senkrecht zu M und P. Tschermaks. Min. u. petr. Mitt. N. F. **18.** 1899. S. 556—558.
Die Schnitte senkrecht P und M benutzte C. Klein zu Feldspatbestimmungen in der Arbeit: Über den Feldspat im Basalt von Hohenhagen bei Göttingen und seine Beziehungen zu den Feldspaten vom Mte. Gibele und der Insel Pantelleria. Nachrichten Kgl. Ges. Wiss. u. d. Georg-Augusts Universität zu Göttingen 1878. No. 14. S. 455.
C. Klein: Optische Studien I. Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1899. S. 363.
Man wolle beachten, daß hier die Reihe der Brechungsexponenten stets zu $\alpha > \beta > \gamma$ (Des Cloizeaux) angenommen wird.
F. Becke: II. Optische Untersuchungsmethoden. Denkschrift. math.-naturw. Klasse K. Akad. Wiss. Wien **75.** S. 55—95. 1904.

[1] L. Milch: Über homogene Deformation von Quarz und Piëzokristallisation. Zentralb. f. Min. 1904 S. 181—199.

flaserförmig herumziehen, sodaß der Glimmer mit den langgestreckten Quarzen zusammen gewissermaßen eine Pseudofluidalstruktur bildet.

Meist ist der Glimmer frisch; nur eine streifenförmig vor sich gehende Umwandlung in Chloritsubstanz konnte beobachtet werden.

Der helle Kaliglimmer ist sehr selten; wenn er vorhanden ist, so ist er nur in spärlichen kleinen Fetzen zu beobachten.

Hornblende ist in den hier besprochenen grauen Gneisen nicht vorhanden, wohl aber sind an akzessorischen Gemengteilen Erz, Titanit, Zirkon, Apatit, Epidot, Turmalin und Kornerupin zu nennen.

Der Titanit tritt nicht in der gewöhnlichen Art auf, sondern in kleinen weingelben Körnchen mit auffallend kräftigem Pleochroismus. Derselbe bewegt sich in weingelben und rötlichgelben Tönen. Die Körnchen sind meistens allotriomorph; selten sind dick-rhombische Durchschnitte zu erkennen. Das außerordentlich hohe Brechungsvermögen und ebensolche Doppelbrechung sowie die Zweiaxigkeit mit kleinem Axenwinkel und eine starke Axendispersion charakterisieren den Titanit zur Genüge.

Apatit fehlt nirgends in den Gesteinen. Er bildet dicke, rundliche Kristalle, die im Gesteinsgewebe zerstreut liegen.

Sehr selten ist der Turmalin, der nur in einem Geschiebe auf der Basaltdecke von Nugsuak an der Westküste der Halbinsel in kleinen unregelmäßigen Fetzen gefunden wurde. Er besitzt den deutlichen Pleochroismus: o = braun, e = grünlichblau.

Eisenerz, welches als Magnetit vorhanden ist, konnte nur selten in diesen Gesteinen beobachtet werden. Es tritt ebenso wie der Epidot mit dem Biotit vergesellschaftet auf und zwar am meisten in dem grauen Gneis von der Moräne des großen Karajak-Eisstromes, in welchem Stücke die Glimmerumwandlung in Epidot beobachtet wurde.

Unter dem Namen Kornerupin hat LORENZEN[1]) ein Mineral beschrieben, welches nach den optischen Untersuchungen USSINGS[2]) folgende Eigenschaften besitzt:

Der Kornerupin ist ein Magnesium-Aluminium-Silikat von der Zusammensetzung $MgAl_2 Si O_6 = SiO_4 (AlO)_2 Mg$. Er bildet weiße radial- oder parallelstrahlige Aggregate, welche durch ihre dicht gedrängte Lage keine Kristallflächen zeigen Querschnitte lassen eine vollkommene Spaltbarkeit mit einem Spaltungswinkel

[1]) Undersögelse af Mineralier fra Grönland. Meddelelser om Grönland. 7. Kjöbenhavn 1884. Auszug: Zeitschr. f. Kristallographie **11**. 1886. S. 317.

[2]) Die Untersuchungen der Mineralien von Fiskernäs in Grönland. Zeitschr. f. Kristallographie **15**. 1889. S. 605.

parallel ∞P (110) von 99° erkennen. Im Dünnschliff ist der Kornerupin farblos und durchsichtig und in der Längserstreckung optisch negativ.

In einem Gneis von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, welcher sich durch besonders augenfällige Druckerscheinungen auszeichnet, wurde ein ähnliches Mineral beobachtet.

Dasselbe bildet farblose, faserige und dünnstengelige Aggregate, deren Faserrichtung senkrecht zur Längsrichtung der Glimmer und des ganzen Gesteins verläuft. Diese Fasern sind dem Sillimanit recht ähnlich, unterscheiden sich aber von diesem vor allen Dingen durch den negativen Charakter der Doppelbrechung in der Längsrichtung der Fasern. Diese stehen so dicht gedrängt, daß eine Ausbildung von Kristallflächen nicht möglich ist. Die Axenebene liegt parallel zur Längserstreckung der Fasern. Die Doppelbrechung ist mäßig; die Polarisationstöne erreichen in Schliffen, in denen die Quarze etwa Weiß-Gelb I. Ordn. zeigen, ungefähr die Farben aus dem Anfange der II. Ordnung (Blau). Querschnitte zeigen einen sechseckigen Umriß und sehr schwache Doppelbrechung, sodaß sie fast wie Apatit aussehen, nur ein viel geringeres Relief besitzen. Einen Spaltungswinkel nach dem Prisma konnte ich bei der geringen Menge des Minerals nicht beobachten.

Das in dem Gneis von Siusasigsak gefundene Mineral besitzt also dieselben Eigenschaften, welche am Kornerupin beobachtet worden waren. Deshalb wird man nicht fehlgehen, wenn man es auch als solchen bezeichnet. Ussing hat bei seinen Untersuchungen am Kornerupin eine fast völlige Übereinstimmung mit dem von Sauer[1]) beschriebenen Prismatin gefunden.

Man vermag bei allen grauen Gneisen schon makroskopisch eine deutliche Schieferung wahrzunehmen. Ihre Textur ist die der echten flaserigen Gneise. Die Flaserkerne bestehen aus größeren Feldspaten, die von einem Korrosionsrand umgeben sind und von Glimmerhäutchen umhüllt werden. Die Bestandteile haben teilweise eine Streckung und Auswalzung erfahren; Verbiegungen und Zerbrechungen sind häufige Merkmale an ihnen.

Es hat Becke[2]) gezeigt, daß die Umformung der kristallinen Schiefer verschieden verläuft, je nachdem vorzugsweise Druck allein oder Druck und Wärme zusammen die verändernden Faktoren sind. Die Bedingungen für den letzteren Fall sind vorzugsweise in den tieferen Zonen der Erdkruste gegeben. Kristalline Schiefer der oberen und unteren Tiefenstufe, wie Becke diese beiden Arten der kristallinen Schiefer nennt, sind durch verschiedene Mineralführung charakterisiert. Auf Grund dieser wären die

[1]) Über eine eigentümliche Granulitart als Muttergestein zweier neuer Mineralspecies. Diese Zeitschr. **38**. 1886, S. 704.

[2]) I. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Abhandl. math.-naturw. Klasse K. Akad. Wiss. Wien **75**. 1903. S. 32.

grauen Biotitgneise der Westküste Grönlands der unteren Tiefenstufe BECKES zuzurechnen.

Versucht man auf Grund des mikroskopischen Bildes die ehemalige Natur des den grauen Gneisen zu Grunde liegenden Gesteins zu ermitteln, so ergibt sich folgendes:

Mechanische Deformationen haben der Orthoklas, teilweise der Plagioklas, der Quarz und der Glimmer erlitten. Es müssen demnach die Bestandteile bereits dem ursprünglichen Gestein angehört haben. Die akzessorischen Gemengteile sind dieselben, die man in Tiefengesteinen zu beobachten gewohnt ist. Sie treten als Einschlüsse in Feldspat auf, wie der Apatit und Titanit, und lassen eine Ausscheidungsfolge erkennen, welche derjenigen der Mineralien eines Eruptivgesteins entspricht. Die mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat stehen mit der Ausscheidungsfolge der Bestandteile des Granits im Einklang.

Es gehören demnach die grauen Gneise zu den Orthogneisen ROSENBUSCHS und sind auf Granite zurückzuführen.

Mit den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchung steht die chemische Zusammensetzung dieser Gneise in Einklang

Es wurde ein Gestein von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, einer Analyse unterworfen, deren Ausführung zu unternehmen Herr Dr. A. LINDNER zu Berlin die Liebenswürdigkeit hatte. Es ist dies ein graues feinkörniges Gestein mit runden Augen von Orthoklas. Die Parallelstruktur wird durch hellere Feldspat- und dunklere Glimmerlagen hervorgerufen. Es besteht aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit, welche bedeutende Einwirkungen des Gebirgsdrucks aufzuweisen haben.

Durch die Umkristallisation wurden z. T. Mikroklin, Albit, Epidot und Kornerupin neu gebildet. Das Gestein zeigt gut die Ausbildung der Parallelstruktur, wie es überhaupt von den grauen Gneisen wohl die meisten charakteristischen Merkmale aufzuweisen hat.

Die Analyse dieses Gesteins ergab folgende Resultate:

SiO_2	69.06
TiO_2	0.74
Al_2O_3	15.26
Fe_2O_3	0,68
FeO	2.53
MgO	0.34
CaO	2.83
Na_2O	4.88
K_2O	2 87
P_2O_5	0.14
Glühverl.	0.16
Summa:	99.49
Spec. Gew.	2.685

Hoch sind hierbei der Kieselsäure- und der Tonerdegehalt. Auch die Alkalien treten in ziemlicher Menge auf.

Um die Analyse besser interpretieren zu können, soll dieselbe nach den Angaben von ROSENBUSCH[1]) und OSANN[2]) in Molekularprozentzahlen umgerechnet werden.

Es ergibt sich sodann:

SiO_2	76.51
Al_2O_3	9.84
FeO	2,59
MgO	0.56
CaO	3.32
Na_2O	5.18
K_2O	2.00
Summa	100.

Es wird die ganze Kieselsäure nicht zur Bindung der Basen aufgebraucht, sondern es bleibt ein Teil als freier Quarz übrig. Das Kali ist in dem Orthoklas, das Natron und der Kalk in dem Kalk-Natronfeldspat gebunden. Das Eisen und die Magnesia sind dem Biotit auf Rechnung zu setzen. Wenn man nach OSANN die Constanten der Analyse berechnet und mit ähnlichen Typen nach der Tabelle OSANNS zusammenstellt, so ergibt sich eine deutliche Übereinstimmung dieses Gesteins mit einem Biotitgranit von Woodstock, MD.,[3]) und einem Hornblendegranit vom Melibocus, Odenwald,[4]) wie nachstehende Tabelle beweist:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k	Reihe
Grauer Gneis von Siusasigsak	76.51	7.18	2.66	3.78	10.5	4	5.5	7.21β	8.25ϑ	1,46	β
Biotitgranit von Woodstock MD. . .	78.39	6.57	3.07	2.84	11	5	4	4.9			γ
Hornblendegranit vom Melibocus, Odenwald	75.81	6.80	3.42	3.65	9.5	5	5.5	8.2			α

Hieraus erhellt also, ebenfalls wie vorher aus den mikroskopischen Untersuchungen zu schließen war, daß die grauen Gneise ursprünglich Granite waren, welche durch Gebirgsdruck in Gneise umgewandelt worden sind.

---

[1]) Elemente der Gesteinslehre 1889. S. 180 ff.

[2]) Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. Tschermaks. Min. u. Petr. Mitt. N. F. **19**, 1900. S. 351 ff. und Beiträge zur chemischen Petrographie I. Teil. Molekularquotienten zur Berechnung der Gesteinsanalysen. Stuttgart 1903.

[3]) A. OSANN 1900 a. a. O. S. 382.

[4]) A. OSANN a. a. O. S. 383.

b. Rote Gneise.

Von den grauen Gneisen weichen sowohl in der Farbe als auch in der Struktur und Mineralzusammensetzung die roten Biotit-Gneise ab.

Ihr Vorkommen ist ein bedeutend beschränkteres. Rote Gneise liegen hauptsächlich vom Karajak Nunatak vor. Dort werden dieselben durch einen dunklen Diabasgang durchbrochen, der später noch besprochen werden soll. Unweit davon bei Akuliarusersuak ließen sie sich weiter verfolgen.

Die roten Gneise sind feinkörnige Gesteine, welche makroskopisch hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und dunklem Glimmer bestehen. Die rote Farbe des Feldspates gibt dem Gestein den Gesamthabitus und erteilt ihm das rötliche Aussehen.

Die roten Gneise sind mit den grauen innig verwoben und greifen apophysenartig in dieselben ein. So liegt z. B. vom Karajak Nunatak ein Handstück vor, welches beide Arten im Kontakt mit einander sehen läßt.

Eine Schieferung tritt nicht bei allen roten Gneisen scharf hervor, wohl ist sie aber bei einigen recht deutlich. Das Gestein vom Karajak Nunatak spaltet in geradflächig begrenzten Blöcken, auf deren feinen Klüften sich Epidot ausgeschieden hat.

Während die grauen Gneise echte Gneise sind, verdienen die roten kaum die Bezeichnung „Gneis“. Sie könnten vielleicht besser als stark gepreßte Granite aufgefaßt werden, welche die grauen Gneise durchdrungen haben. Es läßt sich unschwer die Granitnatur an den einzelnen Bestandteilen erkennen, und nur die stärker deformierten Partien haben das Gepräge feinkörniger Gneise angenommen. Charakteristisch für die roten Gneise ist besonders das häufigere Zurücktreten des Glimmers, sie bestehen in überwiegender Menge aus Orthoklas, dann aus Plagioklas und Quarz.

Von diesen letzteren Gneisen nehmen einige, welche auf der kleinen Insel Akuliarusersuak vor dem Karajak-Eisstrom und beim Karajak Nunatak selbst gefunden wurden, den Charakter der Pegmatite an. Es sind dies mittelkörnige, hellrote bis dunkelrote Gesteine, in denen der Glimmer entweder nur in ganz geringer Menge vorhanden ist oder vollständig fehlt. Sonst bestehen sie aus einem gleichmäßigen Gefüge von rötlichem Feldspat und fettglänzendem Quarz, die infolge der plattigen Absonderung dem Gestein eine gleichmäßige Oberfläche geben. Auf die Pegmatitnatur des Gesteins deuten Ausscheidungen von milchweißem Quarz hin.

Der Orthoklas der roten Gneise ist gewöhnlich nicht mehr

frisch. Er verdankt sein trübes Aussehen der Umwandlung in Muskovit und Kaolin. Er ist älter als der Quarz, da er sich als Einschluß in diesem findet. Die Individuen besitzen nie eigene Form; hin und wieder beobachtet man die Andeutung eines Korrosionsmantels.

Aus dem Orthoklas haben sich in reichlicherem Maße als bei den grauen Gneisen Albitschnüre ausgeschieden. Dieser Albit hat ein frisches Aussehen und ist frei von jeder Verwitterungserscheinung. Alte verwitterte Orthoklase, welche ursprüngliche Bestandteile des Gesteins darstellen, und solche in mikropegmatitischer Verwachsung mit Quarz finden sich im Mikroperthit eingeschlossen.

Auf den Mikroperthit selbst hat Gebirgsdruck eingewirkt; die Albitschnüre in demselben sind zerbrochen und gegeneinander verschoben.

Die in den roten Biotitgneisen vorhandenen Plagioklase zeigen ähnliche Eigenschaften wie der Orthoklas. Auch sie sind wenig frisch und durch Verwitterungsprodukte getrübt, sodaß sie in ihrem grauen, trüben Aussehen dem Orthoklas ähnlich sind. Zuweilen ist die Kaolinisierung derartig vor sich gegangen, daß die Zwillingslamellen abwechselnd kaolinisiert und frisch sind.

Der Feldspat gehört mehr den albitreicheren Mischungen der Plagioklase an. In einem senkrecht P und M getroffenen Schnitt konnte im stumpfen Winkel P/M eine Schiefe von — 7° konstatiert werden. Das Brechungsvermögen mit Quarzschnitten //c verglichen, ergab in Parallelstellung $o > \gamma'$, $e > \alpha'$. Es ist demnach der Feldspat ein Oligoklas-Albit.

Der Plagioklas zeigt auch deutliche mechanische Spuren von Druckwirkung. Die Lamellen nach dem Albitgesetz sind gebogen und gegen einander verschoben. Man erkennt daraus, daß der Plagioklas noch ein alter Bestandteil des Granites ist und sich nicht durch die Druckwirkungen neu gebildet hat.

Am besten zeigt der Quarz die Wirkungen des Gebirgsdruckes, namentlich die größeren Individuen, sowohl in undulöser Auslöschung als auch in dem Korrosionsrand. Er hat sich aber daneben auch neu gebildet. Vielfach beobachtet man, wie der Quarz die Spalten und Klüfte zwischen den anderen Bestandteilen ausgefüllt hat.

Ein weiterer Gemengteil der roten Biotitgneise ist der Glimmer, der nur als Magnesiaglimmer vorhanden ist. Auch er ist vielfach gebogen und gefältelt. Nur in ganz geringem Maße ist er wirklich frisch. In diesem Falle zeigen die parallel zu den Spaltrissen polarisierten Strahlen einen hellgelben Ton und die senkrecht dazu polarisierten vollständige Absorption. Dieser

Erhaltungszustand ist aber selten; fast aller Biotit der roten Gneise ist ausgebleicht und im weiteren Stadium in Chlorit umgewandelt. An Einschlüssen sind rundliche Zirkone und kleine Stäbchen und Körnchen von Erz zu erwähnen.

Der Chlorit kommt in den roten Gneisen in reichlicher Menge vor. Schnitte dieses Minerals // OP (001) sind blaugrün durchsichtig, solche parallel der Spaltbarkeit besitzen kräftigen Pleochroismus, welcher sich in blaugrünen und weißlichgelben resp. in blaugrünen und gelblichgrünen Tönen bewegt. Das Relief ist nicht hoch, die Brechung also gering. Ebenso ist auch die Doppelbrechung schwach, und die Interferenztöne werden aus tiefviolettblauen Farben gebildet, welche für die Chlorite sekundärer Entstehung so charakteristisch sind.

Die Neubildung der Chlorite aus dem Magnesiaglimmer geht in folgender Weise vor sich. Man beobachtet, wie der Biotit randlich ausbleicht, einen grünlichen Ton annimmt und nach und nach in Chlorit übergeht; ebenso häufig ist aber auch die streifenweise vor sich gehende Umbildung, bei welcher in einem Glimmerblättchen Streifen von grünem Chlorit und frischem Glimmer mit einander alternieren.

Bei dieser Umwandlung des Glimmers ist eine weitere Neubildung vor sich gegangen, nämlich diejenige in Epidot. Dieser bildet entweder zeisiggelbe Partien mit deutlichem Pleochroismus, der sich in grünlichgelben und weißlichgelben Tönen bewegt, oder schmutzig-weiße Adern, an denen keine Farbenänderung zu beobachten ist.

Wie schon bei der makroskopischen Charakteristik erwähnt wurde, hat sich der Epidot auf feinen Spalten im Gestein angesiedelt. Dies kann auch in dem Dünnschliff des Nebengesteines vom Karajakgange beobachtet werden. Der Epidot bildet dort bis 2 mm breite Gänge, von welchen weitere Gänge ausgehen. Diese letzteren sind mikroskopisch fein und verzweigen sich netzartig mitten durch die Orthoklase, Plagioklase und Chlorite hindurch. Im Gegensatz dazu liegen rundliche Partien in Feldspäten und Chloriten eingeschlossen. Mit diesen ist der Epidot derartig verwachsen, daß seine Entstehung daraus wohl nicht zu bezweifeln ist.

Eisenerz fehlt in den roten Gneisen fast vollständig. Dagegen kommt der Titanit recht häufig vor. Derselbe erscheint seltener in den bekannten spitzrhombischen Kristallen; häufiger sind dicke rundliche Formen. An diesen beobachtet man ein System von geraden feinen Spaltrissen, die sich unter einem Winkel von ca. 129⁰ schneiden. Es ist dies eine Absonderung beim Titanit, welche schon von früheren Autoren, besonders von

Mügge[1]), auf Gebirgsdruck zurückgeführt wurde. Daneben ist auch eine zweite Art von Spaltrissen vorhanden. Diese letzteren sind rohe Risse, welche die ersteren willkürlich durchkreuzen.

Im Zusammenhange mit dem Epidot wurde auch Orthit beobachtet. Derselbe erscheint als ein braunes Mineral ohne Flächenbegrenzung mit ziemlich hohem Relief, aber schwacher Doppelbrechung. Das Kristallblättchen wird von regellosen Sprüngen durchzogen, auf denen sich eine dunkelbraune Substanz ausgeschieden hat.

Der Orthit ist teilweise von einem feinen Mantel von Epidot umgeben. Er grenzt auf der einen Seite an einen Chlorit, welcher reichlich Epidot enthält. Von diesem aus legt sich der Epidot um den Orthit herum. Die Epidothülle ist in diesem Falle sekundär, aber nicht durch Umwandlung aus dem Orthit, sondern durch additive Anlagerung entstanden zu denken.[2])

Bei den Untersuchungen im Gneisgebirge des Schwarzwaldes beobachtete Rosenbusch,[3]) daß der Orthit nur in den Schapbachgneisen auftritt, also gewissermaßen ein Leitmineral für Orthogneise bildet. Es ist dies eine Beobachtung, die auch für das vorliegende Gestein durchaus zutreffen würde.

Neben diesen ursprünglichen Bestandteilen, welche meistenteils Spuren mechanischer Deformation an sich tragen, haben sich durch den Gebirgsdruck auch andere Substanzen gebildet. Hierher gehört in erster Linie der Mikroklin. Derselbe ist nicht sehr häufig und tritt in Nestern und Zwickeln auf, besonders dort, wo der Korrosionsrand und die Zertrümmerung des Quarzes stark hervortreten. Neben dem Mikroklin hat sich wasserklarer Albit neu gebildet. Er findet sich als Einschluß in dem durch Verwitterung getrübten Plagioklas und zwar mit Albitlamellierung derartig orientiert, daß die Zwillingslamellen des Albits mit denen des Plagioklases parallel verlaufen. Vielfach verkittet die Albitsubstanz die auseinandergerissenen Plagioklase.

Die Gesteine zeigen deutlich Merkmale der ehemaligen granitischen Natur. Die Kataklasstruktur ist zwar vorhanden, hat aber die ursprüngliche Struktur und Zusammensetzung des Granits nicht völlig verwischen können. Auch die chemischen Umlagerungen des Gesteins sind geringfügiger Art.

---

[1]) Über durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten (110) und ($1\bar{1}0$). N. Jahrb. f. Min. 1889. **2**. S. 98—115.

[2]) Vergl. F. Weber: Über den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung (östliches Aarmassiv) und seine Ganggefolgschaft. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N. F. Lief. **14**. 1904. S. 28.

[3]) Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. d. Großh. Bad. Geol. L.-A. **4**. 1900 S. 18.

Aus diesen Gründen sind die roten Biotitgneise kaum als eigentliche Gneise zu bezeichnen. Ihre eigentliche Natur ist die stark gepreßter Granite. Sie sind demnach, als Gneise aufgefaßt, ebenso wie die grauen Gneise Orthogneise im Sinne Rosenbuschs.

2. Hornblendegneise.

Die zweite Gruppe der zur Gneisfamilie gehörenden Gesteine umfaßt die Hornblendegneise. Durch den Eintritt der Hornblende in die Gesteinszusammensetzung tritt auch eine wesentliche Änderung der Struktur ein, sodaß die Gesteine nach dieser Richtung hin von den Biotitgneisen unterschieden werden müssen.

Das Vorkommen der Hornblendegneise ist auf das ganze hier in Betracht kommende Gebiet verteilt. Sie wurden in Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, dem südlichsten Punkte der Expedition, zusammen mit grauen Biotitgneisen, ferner auf den Moränen des Asakak-Gletschers auf der Halbinsel Nugsuak, sowie auf der dicht dabei gelegenen kleinen Insel Akuliarusersuak und weiter auf der Halbinsel Uvkusigsat im kleinen Karajak-Fjord gefunden.

Die Hornblendegneise sind in der Mehrzahl rötlichgraue bis schwärzliche Gesteine je nach dem Zurücktreten oder Überhandnehmen der Hornblende. Bei den ersteren wechseln bis 10 mm mächtige Lagen, die nur aus Quarz und Feldspat bestehen, mit solchen, die fast nur aus Hornblende zusammengesetzt sind, mit einander ab, sodaß die Gesteine dieser Art aus abwechselnden hellen und dunklen Lagen zusammengesetzt sind. Das Aussehen variiert auch dadurch, daß auf eine große Zahl dünner Lagen plötzlich eine besonders mächtige folgt. In dem Gestein von Akuliarusersuak bestehen die hellen Streifen aus rötlichem Feldspat. Je mehr die dunklen Streifen sich mit den helleren vermischen, um so dunkler wird das Gestein, bis es schließlich fast nur noch aus Hornblende besteht und damit eine schwärzlichgrüne Farbe angenommen hat.

Die Hornblendegneise bestehen aus Orthoklas, Mikroklin, Kalknatronfeldspat, Quarz, Hornblende, Glimmer und einigen akzessorischen Gemengteilen.

Der Orthoklas bildet größere und kleinere Individuen von tafelförmiger Entwicklung, welche immer ohne kristallographische Begrenzung auftreten. Es sind einfache Kristalle und Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. In Schnitten parallel $\infty P \breve{\infty}$ (010), die gleichzeitig $\perp$ c sind, ist eine Auslöschung von 4^0 gegen die Spaltrisse P/M fest zu stellen gewesen. Mikroperthitische Einlagerungen von Albitsubstanz in Adern und Flecken sind wohl

zu beobachten, aber nicht so häufig wie bei den Biotitgneisen.

Seltener als der Orthoklas ist der trikline Feldspat. Er findet sich in breiten tafeligen Individuen. Schnitte ⊥ P (oP [001]) und M (∞ P $\breve{\infty}$ [010]) gaben eine Auslöschungsschiefe von + 12° im spitzen Winkel P/M, was auf einen Feldspat von der Art des Andesin bis Oligoklas hindeuten würde. Auf einem Schnitt ⊥ c wurde mit der Spur des Einschnittes von P eine Auslöschungsschiefe von 4° gemessen. Auch dies würde für einen Andesin-Oligoklas sprechen. Bei der Vergleichung des Brechungsvermögens mit einem Quarzdurchschnitt parallel c in Parallelstellung war $o = \gamma'$ und $e > \alpha'$. Auch diese Beobachtung läßt einen Andesin erkennen und bestätigt somit die ersten beiden.

Der Mikroklin fehlt in den Hornblendegneisen.

Der Glimmer ist ein dunkler Magnesiaglimmer, der im frischen Zustande einen kräftigen Pleochroismus zeigt, welcher sich in den Tönen strohgelb und dunkelbraun bewegt. Er bleibt aber nicht immer frisch, sondern zeigt, wie bereits bei den roten Biotitgneisen beschrieben, eine Umänderung in Chloritsubstanz und in Epidot. Wenn der Glimmer ausbleicht, so nehmen die Doppelbrechung und die Größe des Axenwinkels bedeutend zu.[1] Diese ausgeblichenen Stellen liegen linsenförmig in dem grünlichen Biotit. Die Chloritisierung, Epidotisierung und Ausbleichung sind wohl auf Verwitterungserscheinungen zurückzuführen, welche durch die Atmosphärilien hervorgerufen werden.

Als wichtigster Bestandteil tritt in den Hornblendegneisen die Hornblende auf. Sie ist neben dem Feldspat der häufigste Gemengteil des Gesteins. Ihre optischen Eigenschaften sind die folgenden:

Die verschiedenen Farben sind für Licht

// $\mathfrak{bc}$	polarisiert	// $\mathfrak{a}$	schwingend:	grünlichgelb
// $\mathfrak{ac}$	„	// $\mathfrak{b}$	„	dunkelolivgrün,
// $\mathfrak{ab}$	„	// $\mathfrak{c}$	„	blaugrün

wobei die Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ ist. Auf Schnitten parallel ∞ P $\grave{\infty}$ (010) beträgt die Schiefe der Auslöschung bei der dunkleren Hornblende $c : \mathfrak{c}$ = ca. 15°, bei der helleren $c : \mathfrak{c}$ = 21°.

In einem Hornblendegneis von der Moräne des großen Karajak Nunatak sind die Farben der Hornblende für Licht:

---

[1]) E. Zschimmer, Die Verwitterungsprodukte des Magnesiaglimmers und der Zusammenhang zwischen chemischer Zersetzung und optischem Axenwinkel der Glimmer. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 1898, 32. N. F. 25. S. 537—620.

// $\mathfrak{bc}$ polarisiert	// $\mathfrak{a}$	schwingend:	hellgelblich
// $\mathfrak{ac}$ „	// $\mathfrak{b}$	„	bräunlich olivgrün.
// $\mathfrak{ab}$ „	// $\mathfrak{c}$	„	hellolivgrün

Die sonst so häufige Zwillingsbildung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) konnte nicht beobachtet werden. Die Hornblende zeigt aber im Gegensatz zu den andern Gemengteilen eigene Begrenzung, die besonders auf Schnitten senkrecht zur c-Achse deutlich wird, ein Beweis, daß die Hornblende als primärer Bestandteil eines ehemaligen Eruptivgesteins anzusehen ist. Längsschnitte sind an den Enden ausgefasert und ragen oft mit ihren Fasern in die andern Gemengteile hinein. Demnach hat sich die Hornblende früher als der Feldspat ausgeschieden, was der regulären Ausscheidungsfolge des Eruptivgesteinsmagmas entsprechen würde.

Die Hornblende ist sehr frisch. Nur an einigen Stellen sieht man, wie in derselben, besonders aber an den ausgefaserten Enden, lichte Stellen entstehen. Dabei sinkt der Pleochroismus und wird undeutlich, dafür steigt aber die Doppelbrechung, und die Polarisationstöne nehmen Farben von der Höhe des Epidots an.

An Einschlüssen in der Hornblende sind Apatit, Zirkon und Titanit zu nennen.

Der Quarz der Hornblendegneise zeigt immer die bekannte undulöse und streifenartige Auslöschung. In der Menge wechselt er mit der Hornblende. Die hornblendereichen Gneise besitzen einen geringen Quarzgehalt Derselbe steigt aber, wenn der Gehalt an Hornblende geringer wird. An Einschlüssen im Quarz konnten solche von Flüssigkeit beobachtet werden.

Das in diesen Gesteinen vorkommende Erz ist wie in den Biotitgneisen gering. Es ist in der Hauptmasse wohl Titaneisenerz, da ein Übergang in Leukoxen nicht selten ist.

Neben dem Titaneisen findet sich als weiterer akzessorischer Gemengteil Titanit. Derselbe besitzt die spitzrhombische Form, ist aber auch langgestreckt und in einzelne Körner aufgelöst. In den spitzrhombischen Kristallen ist häufig noch Titaneisenerz eingeschlossen. Die Farbe des Titanits ist weißlich bis weingelb.

Mehrfach wurde am Titanit die von Mügge[1]) beschriebene Erscheinung der Zwillingslamellierung nach den Kanten ∞P (110) : ∞P $(1\bar{1}0)$ beobachtet.

Es sind dies feine Lamellen, welche mit dem ganzen Kristall zusammen aufhellen, aber in der Dunkelstellung andere farbige Polarisationstöne zeigen wie die übrigen Teile des

[1]) Über durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten (110) und $(\bar{1}\bar{1}0)$. N. Jahrb. f. Min. 1889. 2. S. 98—115.

Kristalls. Die Lamellen sind überhaupt nicht recht in völlige Dunkelstellung zu bringen. Wenn man den Analysator ausschaltet, so bleiben sie auch sichtbar, welche Erscheinung wohl durch eine durch Übereinanderlagerung ungleich orientierter Lamellen entstandene Interferenz zu erklären ist, ähnlich wie auch bei den Zwillingslamellen am Kalkspat nach — ½ R $(01\bar{1}2)$. Das ganze Phänomen führen Mügge, G. H. Williams, Busz u. A.[1]) auf Gleitung zurück, welche durch Gebirgsdruck hervorgerufen ist. Dafür sprechen die parallel den Zwillingslamellen verlaufenden groben Spaltrisse.

Die Hornblendegneise lassen sich je nach dem Vorhandensein oder Fehlen des Magnesiaglimmers einteilen. Bei beiden Gruppen ist es möglich, Gesteine mit einer dunkleren Hornblende von solchen mit einer helleren zu trennen.

Die glimmerarmen bis glimmerfreien Hornblendegneise sind zu gleicher Zeit arm an Quarz und, wie schon erwähnt, sehr reich an Hornblende. Es treten in ihnen überhaupt die helleren Gemengteile gegenüber der Hornblende zurück. Deshalb bilden sie die dunkelgrünen bis schwärzlichen Gesteine, welche von der Moräne beim Lagerplatz am Asakak-Gletscher auf der Halbinsel Nugsuak, vom großen Karajak-Eisstrom und von Uvkusigsat stammen.

In den glimmerführenden Hornblendegneisen dagegen tritt die Hornblende mehr zurück und die helleren Gemengteile nehmen zu. In diesen Gesteinen spielt der Quarz eine bedeutende Rolle. Es sind dies die Gesteine, welche von Siusasigsak, von Akuliarusersuak und vom Karajak-Eisstrom herrühren.

Die mineralogische Zusammensetzung spricht dafür, daß die Hornblendegneise Orthogneise sind und sich aus Eruptivgesteinen gebildet haben. Wenn man dabei die obige Einteilung zu Grunde legt, sind sodann die erste Gruppe Hornblendegneise, welche aus umgewandelten dioritischen Gesteinen entstanden sein mögen. Die zweite Gruppe dagegen sind vielleicht ursprüngliche Hornblendegranite gewesen, welche durch Gebirgsdruck in Hornblendegneise umgewandelt worden sind, wofür der große Orthoklasgehalt spricht.

Astochit-(Eisenrichterit-)Gneise.

Im Anschluss an die Hornblendegneise ist ein eigenartiges Gestein zu besprechen, welches am rechten Ufer des großen Karajak-Eisstromes ansteht.

Es ist ein schmutzigrötlich bis weißlichgraues Gestein, welches aus Feldspat und einem feinfaserigen, dicht verfilzten Mineral

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie 1. 1892 S. 621.

von blauer bis blaugrauer Färbung besteht, das in seinem Aussehen an blauen Krokydolith erinnert.

Die Feldspate sind auf den Spaltflächen mit einem rötlichen Staub von Eisenoxyd bedeckt, wodurch die rötlichweiße Gesamtfärbung des Gesteins hervorgerufen wird. Die Oberfläche hat ein körniges, rauhes Aussehen, da die weicheren Bestandteile z. T. ausgewittert und nur die widerstandsfähigeren Feldspate erhalten sind, die mit ihren Ecken und Kanten aus der Oberfläche hervorragen.

Unter dem Mikroskop tritt als Hauptbestandteil der *Feldspat* auf. Er ist z. T. ein Orthoklas mit einem Brechungsvermögen, welches wenig geringer als das des Canadabalsams im Schliffe ist, wie eine Reliefvergleichung der beiden Körper lehrt.

Der *Orthoklas* wird stellenweise durch einen außerordentlich zart undulös auslöschenden Mikroperthit resp. Kryptoperthit von faseriger und fleckiger Struktur ersetzt. Andere Einlagerungen feldspatiger Natur kommen nicht vor. Der Kalifeldspat wird an Menge aber reichlich durch einen *triklinen Feldspat* mit Albitlamellierung übertroffen. Derselbe zeigt in Schnitten ⊥ c eine Auslöschungsschiefe von $15^0\ 30'$ und in solchen ⊥ P (0P [001]) und M ($\infty P \breve{\infty}$ [010]) — $10^0\ 30'$, gelegen im stumpfen Winkel P : M. Es ist derselbe also ein Kalk-Natronfeldspat, der dem Albit recht nahe steht und etwa einem Albit-Oligoklas entspricht.

Alle Feldspate sind reich an staubförmigen Interpositionen und von lichten Glimmerblättchen durchsetzt, sodaß der Hauptteil der lichten Gemengteile im Dünnschliff ein trübes, schmutziges Aussehen besitzt, eine Folge des nicht ganz frischen Erhaltungszustandes dieser Gesteine.

Quarz fehlt vollständig.

Als akzessorische Gemengteile sind zu erwähnen: *Apatit* in wasserklaren, kurzen, gedrungenen Säulen, wenig *Magnesiaglimmer* von fuchsroter Farbe, der zersetzt in Chlorit übergeht, weingelber *Titanit* mit schwachem Pleochroismus, der sich zwischen hellgelben und rötlichgelben Tönen bewegt, und *Zirkon*.

Zu diesen Bestandteilen tritt als weitere wichtige Komponente das *blaue Mineral*.

Es bildet parallel- oder radial-angeordnete Fasern; doch kommt es auch in feinschuppigen Partien vor. In diesen scheint es aber nicht mehr in frischem Zustande vorhanden zu sein.

Unter dem Mikroskop erscheint es in dünnen Nadeln, die zu einem feinen Filzwerk zusammentreten und verworren-faserige und auch radial-faserige Aggregate bilden und in der Art des Auftretens an eine uralitische Hornblende erinnern. Die einzelnen Nadeln von längerer Dimension treten gern bündelförmig zusammen und liegen in einem innig verwobenen Filzwerk derselben Art.

Das Mineral wird mit gelblich grünen Tönen durchsichtig mit merklichem Pleochroismus, besonders an Stellen, wo die Aggregate dicht über einander gehäuft sind. Die Fasern sind blaugrün, wenn sie mit ihrer Längserstreckung senkrecht zur Polarisationsebene des unteren Nicols stehen, schmutziggelbgrün, wenn sie parallel dazu gerichtet sind.

Der optische Charakter der Doppelbrechung in der Längserstreckung ist positiv. Auch in den sphärolithisch angeordneten Aggregaten ließ sich mit Hilfe des Gipsblättchens vom Rot I. Ordnung der positive Charakter der Doppelbrechung ermitteln. Hierdurch unterscheidet sich das hier vorliegende Mineral vom Krokydolith,[1] der in der Längserstreckung negativen Charakter der Doppelbrechung besitzt.

Die Auslöschung der Fasern erfolgt schief zur Längserstreckung, und es konnte im Maximum $c : c = 16^0-19^0$ beobachtet werden. Die Auslöschung geht im weißen Licht nicht exact vor sich, sondern es wechseln in dem Augenblick, wo die Auslöschung erfolgen sollte, gelbe und tiefblaue Töne, eine Erscheinung, welche auf eine sehr starke Dispersion der c-Mittellinie hindeutet.

Um das mittlere Brechungsvermögen des Minerals zu ermitteln, wurden einzelne Fäserchen aus dem Gestein herauspräpariert und nach den Angaben von Schroeder van der Kolk[2]) mit verschiedenen Flüssigkeiten von bekanntem Brechungsvermögen verglichen. Um nun die Differenzen in der Brechbarkeit sicher festzustellen, wurde nach dem Vorschlag von Becke[3]) eine über dem Polarisator angebrachte Irisblende zum Einengen des Lichtkegels benutzt und mit einem stark vergrößerndem Objektiv der Gang der durch Heben und Senken von der Grenze zwischen Mineral und Flüssigkeit ausgehenden Lichtlinie beobachtet. Es ergab sich, daß Schwefelkohlenstoff, dessen Brechungsexponent am Kleinschen Totalreflektometer[4]) bestimmt wurde, mit einem Brechungsexponenten von 1,627 dieselbe Brechbarkeit besitzt. Das mittlere Brechungsvermögen des Minerals beträgt demnach 1,63. Die Doppelbrechung ist eine mittlere.

---

[1]) A. Lacroix: Sur les propriétés optiques de la crocidolite et la diffusion de ce minéral. Bull. soc. min. France 1890. **13**. S. 10—15. — H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie. Stuttgart 1892. **1**. S. 566—567.

[2]) Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex. Wiesbaden 1900.

[3]) Petrographische Studien am Tonalit des Riesenferner. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. **13**. S. 379.

[4]) C. Klein: Die Anwendung der Methode der Totalreflexion in der Petrographie. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin 1898, S. 317—331.
— Optische Studien I. Ebenda 1899, S. 358—364.
— Optische Studien II. Ebenda 1902, S. 104—114.
— Totalreflektometer m. Fernrohr-Mikroskop. Ebenda 1902, S. 653—655.

Es weisen demnach die optischen Eigentümlichkeiten auf ein Mineral der Hornblendegruppe hin. Leider gelang es nicht, die Zugehörigkeit des Minerals zur Amphibolgruppe an Querschnitten auf Grund des Spaltungswinkels sicher festzustellen, da beim Schleifen die feinen Nädelchen sich umlegten und nirgends Querschnitte lieferten.

Unter den bereits bekannten Vertretern blauer Hornblenden wäre in erster Linie ein von SJÖGREN[1]) als Astochit beschriebenes Mineral, für das er später den Namen Natronrichterit wählte, zum Vergleich heranzuziehen. Dieses Mineral bildet nach ihm himmelblaue oder grauviolette, strahlige Aggregate, welche mit Rhodonit zusammen auf der Långbansgrube in Wermland in Schweden vorkommen. Es ist optisch positiv; $c:c = 15^0\ 40'$ an der blauen und $17^0\ 15'$ an der violetten Varität. FLINK[2]) bestimmte die Brechungsexponenten am Richterit zu $\alpha = 1{,}64$, $\beta = 1{,}63$, $\gamma = 1{,}62$, demnach wäre $\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3} = 1{,}63$.

Das ergibt in der Tat eine völlige Übereinstimmung der optischen Eigenschaften beider Minerale.

Sie seien beide noch einmal in einer Tabelle einander gegenübergestellt:

	Färbung im auffallenden Licht	Färbung im durchfallenden Licht	Auslöschung	Optischer Charakter der Längserstreckung	Brechungsvermögen	B[...] obac[...]
Blaues Mineral aus dem Gneis vom großen Karajak-Eisstrom, Westgrönland.	blau bis blaugrau	Gelb und grünlich; merklicher Pleochroismus	$c:c = 16^0—19^0$	positiv	$\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3} = 1{,}63$	Verf.
Astochit (Natronrichterit) Långbansgrube, Wermland, Schweden.	himmelblau bis grauviolett		$c:c = 15^0\ 40'$ $c:c = 17^0\ 15'$	positiv	$\alpha = 1{,}64$ $\beta = 1{,}63$ $\gamma = 1{,}62$ am Richterit	SJÖ[...] FL[...]

[1]) Beitrag zur Mineralogie Schwedens. Geol. Fören. i Stockholm Förh. **13**. 1891 S. 604 und 781. [N. Jahrb. f. Min. 1893 **2**. Ref. S. 37.]

Über den Richterit von Breithaupt und Natronrichterit. Bull. geol. Institution Univ. Upsala **2**., 1. 1894. [N. Jahrb. f. Min. 1896 **2**. Ref. S. 20.]

AXEL HAMBERG: Bemerkungen zu den als neu bezeichneten Mineralien Astochit und Dahlit. Geol. Fören. i Stockholm Förh. **13**. 1891 S. 801.

HINTZE: Handbuch der Mineralogie **2**. 1897 S. 1197 u. 1224.

[2]) G. FLINK: Mineralogische Notizen. II Meddel. fr. Stockholms Högskala Nr. 66 in Bih. Svensk Vet.-Akad. Handl. 1887 **13**. 2. Stockholm. S. 1—9. [Zeitschr. f. Krist. **15**. 1889 S. 93.]

Um nun einen Einblick in die chemische Zusammensetzung des Minerals zu gewinnen, wurde das am wenigsten verwitterte Gestein einer Bauschanalyse unterzogen, die Herr Dr. A. LINDNER zu Berlin auszuführen die Liebenswürdigkeit hatte. Sie ergab folgendes Resultat:

SiO_2	63.26
TiO_2	0.20
Al_2O_3	14.84
Cr_2O_3	Sp.
Fe_2O_3	2.39
FeO	1.54
MnO	Sp.
MgO	4.22
CaO	1.61
Na_2O	9.32
K_2O	0.70
P_2O_5	Sp.
Glühverl.	1.66
Summa	99.74

Spec. Gew. = 2.658

In Molekularprozentzahlen umgerechnet, ergibt die Analyse

SiO_2	69.07
Al_2O_3	9.5
Fe_2O_3	0.97
FeO	1.4
MgO	6.89
CaO	1.88
Na_2O	9.81
K_2O	0.48
Summa	100.00

Da nun das Gestein im wesentlichen aus Albit, Orthoklas und dem blauen Mineral besteht, so kann man, wenn man die in verschwindend geringer Menge auftretenden akzessorischen Bestandteile vernachlässigt, ohne einen allzu großen Fehler zu begehen, die Analyse in folgender Weise auf die einzelnen Bestandteile hin aufrechnen:

Der gesamte Kaligehalt ist im Orthoklas zu suchen. 0,48 % Kali verlangen 0,48 % Al_2O_3 und 2,88 % SiO_2, entsprechend der Zusammensetzung $K_2Al_2Si_6O_{16}$.

Nach Abzug des Orthoklasgehaltes verbleiben 9,02 %

Al_2O_3, die mit der gleichen Menge Na_2O im Albit zu suchen sind. Der Albit verlangt dementsprechend 9,02 % Al_2O_3, 9,02 Na_2O und 54,12% SiO_2, gemäß der Formel $Na_2Al_2Si_6O_{16}$.

Der Rest kommt auf das blaue Mineral, also auf:

Na_2O	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	SiO_2
0.79	1.88	6.89	1.4	0.97	12.07

Annähernd ist dies ein Metasilicat von der Zusammensetzung

$$Na_2Ca_4Mg_{14}\overset{II}{Fe}_3\overset{III}{Fe}_2[SiO_3]_{12}$$

Hierbei muß berücksichtigt werden, daß der wirkliche Gehalt an Na_2O auf Kosten des CaO größer sein wird, da der Natronfeldspat, wie die Auslöschungsschiefen ergeben, kein reiner Albit ist, sondern geringe Beimengungen des Anorthitmoleküls aufweist.

Zur Vergleichung seien an dieser Stelle die Resultate der chemischen Untersuchung Sjögrens[1]) und Hambergs[2]) mit herangezogen. Der Erstere kommt zu dem Schluß, daß der Astochit ein Metasilicat ist, in welchem die Verbindungen (Mg, Mn, Ca) SiO_3 und $(Na, K, H)_2 SiO_3$ als Bestandteile auftreten. Hamberg gibt die Zusammensetzung des Minerals in der Hauptsache durch die Formel (Na_2, K_2, Ca) $(Mg, Mn, Fe)_3$ (SiO_3) wieder.

Um nun festzustellen, daß die hier vorliegende Hornblende sicher eine Natronhornblende ist, wurden einzelne, vollkommen reine Partikelchen einer mikrochemischen Analyse unterworfen. Sie ergaben sowohl mit essigsaurem Uranyl als nach der Methode von Boricky[3]) mit Kieselfluorwasserstoffsäure die charakteristische Natronreaktion. Gleichzeitig konnten in dem Präparat Kieselfluoride der Magnesia und des Kalkes nachgewiesen werden.

Rechnet man obige Formel in Gewichtsprozente um und vergleicht sie mit den Analysen des Astochits resp. Natronrichterits, die Sjögren angegeben hat, so ergibt sich folgendes:

---

[1]) Beitrag zur Mineralogie Schwedens. Geol. Fören. i. Stockholm. Förhandl. **13.** 1891. S. 604 u. 781. [N. Jahrb. f. Min. 1893. **2.** S. 38.]

[2]) Bemerkungen zu den als neu bezeichneten Mineralien Astochit und Dahlit. Ebenda. **13.** 1891 S. 801. [N. Jahrb. f. Min. 1893. **2.** S. 939.]

[3]) Elemente einer neuen chemisch-mikroskopischen Mineral- und Gesteinsanalyse. 1877. S. 18. Prag.

	Blaue Hornblende aus dem Gneis v. Karajak-Eisstrom, Westgrönland. Berechnet	Lichtblauer Astochit Långbansgrube, Wermland, Schweden	Violetter Astochit Långbansgrube, Wermland, Schweden
SiO_2	49.93	56.25	54.76
FeO	7.49	0.15	0.21
Fe_2O_3	11.09	—	—
MnO	—	6.49	12.71
CaO	7.77	5.44	5.83
MgO	19.42	21.89	17.82
K_2O	—	1.60	1.65
Na_2O	4,3	6.17	4.02
H_2O	—	1.56	2.77
Fl	—	0.15	0.09
Summa	100.—	99.70	99.86

Man sieht, daß auch in chemischer Beziehung größere Abweichungen der vorliegenden blauen Hornblende und des Astochits nicht zu erkennen sind, wenn man von dem hohen Mangangehalt absieht. Derselbe findet seine befriedigende Erklärung in der Paragenese des Astochits mit einem Manganpyroxen zusammen. Bei dem grönländischen Mineral ist der Mangangehalt durch die isomorphe Eisenverbindung ersetzt.

Es steht demnach nichts im Wege, wenn das Mineral von der Långbansgrube, Wermland, als Natronrichterit bezeichnet wird, das blaue Mineral vom Karajak-Eisstrome als Eisenrichterit zu benennen.

Das Astochit-(Eisenrichterit-)Feldspatgestein zeigt unter dem Mikroskop folgendes Strukturbild:

Die Lamellen des Albit-Oligoklases sind gebogen. Die Feldspate bilden gern Flaserkerne, um die sich der Astochit (Eisenrichterit) herumlegt. Die Nadeln des Astochits sind zuweilen parallel gerichtet und ragen mit ihren Spitzen in den Feldspat hinein, ohne daß der Feldspat irgendwelchen Einfluß auf ihre Orientierung ausübt. Sie liegen also zu einer Strukturebene orientiert. Das sind aber Merkmale kristalloblastischer Strukturen, wie sie Becke aufgestellt hat.

Es ist demnach das Gestein vom Karajak-Eisstrom ein Gneis. Ich bezeichne es nach der Mineralzusammensetzung als Astochit-(Eisenrichterit-)gneis.

Um zu einer genetischen Deutung des Astochitgneises zu gelangen, sei die oben mitgeteilte Analyse nach dem Osannschen Verfahren aufgerechnet.

Der Alkaligehalt ist größer als der der Tonerde. Derartige Verhältnisse müssen bei Eruptivgesteinen zur Bildung von Alkalipyroxenen führen. Der Kieselsäurekoëffizient ist angenähert = 1. Das Gestein ist also mit SiO_2 in Bezug auf Basen gerade gesättigt, es kann also weder zur Bildung von Feldspatvertretern noch zur Ausscheidung von freier Kieselsäure in der Form von Quarz kommen.

Ist der Astochit-(Eisenrichterit-)gneis wirklich ehemals ein Eruptivgestein gewesen, so kann es nach seiner chemischen Zusammensetzung nur unter den Alkalisyeniten gesucht werden. In der Tat finden sich in dieser Gesteinsfamilie analoge Beispiele, wie eine Gegenüberstellung der Osannschen Konstanten zeigt.

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k	Reihe
Astochit-(Eisenrichterit-) gneis, Karajakstrom	69.07	10.29	0	10.33	10	0	10	9.53	8.18	0.96	α
Umptekit, Kola	70.35	10.68	0	8.3	11	0	9	8.2			α

Die Astochit-(Eisenrichterit-)gneise sind demnach Orthogneise und sind dynamometamorph umgewandelte Alkalitiefengesteine, Vertreter einer Gesteinsgruppe, die man bis jetzt nur spärlich als kristalline Schiefer entwickelt kennt. Sie zeigen die nächsten verwandtschaftlichen Beziehungen zur Familie der Arfvedsonitgneise.

B. Die Einlagerungen im kristallinen Grundgebirge.

Neben dem eigentlichen, aus Gneis bestehenden Grundgebirge sind es besonders die in diesen Gneisen vorhandenen Einlagerungen, welche dem Grundgebirge der Westküste von Grönland ein eigenes Gepräge verleihen, worauf bereits in der Einleitung hingewiesen wurde. Sie werden so mächtig, daß sie stellenweise den Gneis überwiegen. Sie bilden breite Bänder und geben den Felsen ein malerisches Aussehen, zumal durch sie die Stauchungen des Gneises besonders gut sichtbar werden. Von solchen Einlagerungen sind Amphibolgesteine in großer Mannigfaltigkeit, kristalline Kalke und Dolomite und Granulite zu nennen. Zu den Einlagerungen von Amphibolgesteinen gehören auch die Specksteineinlagerungen, welche für die Eingeborenen ökonomische Wichtigkeit erlangen, insofern sie das Material zur Anfertigung mannigfacher Gerätschaften liefern.

1. Amphibolgesteine.

Die wichtigsten und zahlreichsten Einlagerungen in dem kristallinen Grundgebirge bildet die Gruppe der Amphibolgesteine. Dieselben kommen in dem ganzen, von der Grönland-Expedition bereisten Gebiete vor. So finden wir sie ganz im Süden bei Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, ferner am großen Karajak-Eis-

strom in der Nähe der Observationshütte und am großen Karajak Nunatak sowie auf der Moräne des Sermilik-Eisstromes. Ihre größte Ausbildung erfahren sie aber noch weiter nördlich im kleinen Karajak-Fjord auf der Halbinsel Uvkusigsat.

Die Amphibolgesteine erscheinen in der Hauptsache als mehr oder weniger breite Bänder in den in den vorigen Abschnitten beschriebenen Gneisen, mit denen auf diese Weise ein enger geologischer Verband gebildet wird. Diese Lagen der Amphibolgesteine werden bis 5 cm schmal, sodaß ihre Fältelungen mit dem Gneis zusammen im Handstück beobachtet werden können.

Die Amphibolgesteine bilden eine sehr große Mannigfaltigkeit in ihrer Struktur, ihrer Mineralzusammensetzung und der Natur des Amphibolminerals.

a. Reine Amphibolgesteine.

In dieser Gruppe, welche fast ausschließlich aus Amphibol besteht, lassen sich, je nachdem das Mineral Strahlstein oder rhombischer Anthophyllit ist, zwei weitere Untergruppen abtrennen.

Die Strahlstein- und Anthophylliteinlagerungen sind das Endresultat der Umwandlung peridotitischer Gesteine. Es läßt sich der Gang der Umbildung an diesen grönländischen Gesteinen noch mikroskopisch in den einzelnen Stadien verfolgen, und infolgedessen macht die genetische Deutung keine Schwierigkeiten. Es sind demnach zunächst die am wenigsten weit umgewandelten Gesteine zu besprechen.

α. Gesteine, deren ehemalige Struktur und Zusammensetzung z. T. noch deutlich erhalten ist.

Derartige Gesteine kommen im großen Karajak-Fjord am unteren Nunatak beim Inlandeise, ferner auf der Moräne, und endlich weiter nördlich davon auf dem bei der Reise an der Insel Ubekjendt Eiland vorbei erreichten Kangertlugsuak-Fjord und auf der Umiamako-Halbinsel vor.

Das erste ist ein grünliches, mittelkörniges Gestein, welches aus großen Individuen von faseriger Hornblende. grünlichem Glimmer und feinkörnigen schwarzen Partien besteht. Unter dem Mikroskop sieht man als Hauptbestandteil neben dem Amphibol Olivin und Diallag.

Der Olivin ist in ein Netzwerk von Serpentinschnüren aufgelöst, welche noch frische Kerne dieses Minerals einschließen. Mit der Bildung der Serpentinschnüre ist eine Ausscheidung von Erzkörnchen Hand in Hand gegangen. Man beobachtet nun deutlich, wie aus dem Olivin der Strahlstein hervorgeht, ein Vorgang, wie ihn ähnlich F. Becke[1]) an einem Gestein vom Bahn-

[1]) Hornblende und Anthophyllit nach Olivin. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. 4. 1882. S. 450—452.

hof Roßwein, Sachsen, beobachtet hat. Zu dieser Bildung mag wohl der Diallag die Tonerde geliefert haben. Mitten in dem zersetzten Olivin liegt der Strahlstein.

Derselbe ist hellgraugrün und besitzt schwachen Pleochroismus, der sich in weißlichen und hellgraublauen Tönen bewegt.

Der Diallag ist in diesen Gesteinen auch nicht mehr ganz unverändert. Wohl zeigt er noch an einigen Stellen die für ihn charakteristischen Merkmale, meist aber hat eine Amphibolisierung des Diallags stattgefunden, und er hat sich in parallel gestellte Aktinolithnadeln umgewandelt.[1]) Dabei dringen vom serpentinisierten Olivin aus gelbe Serpentinmassen in die Absonderungsrisse nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) des Diallags ein, und es scheiden sich Erzkörnchen aus. Das ursprünglich farblose Mineral wird schwach blaugrün und erhält den Pleochroismus des Strahlsteins.

Der makroskopisch ölgrüne Glimmer ist ein etwas ausgebleichter Magnesiaglimmer mit dem deutlichen Pleochroismus hellbraun und farblos. Auf Blättchen nach der Basis, die herauspräpariert wurden, wird ein fast einaxiges negatives Interferenzbild sichtbar. Bei der Ausbleichung ist die Doppelbrechung gestiegen und hat etwa die Töne des Muskovits erreicht; das Relief ist bedeutend geringer geworden. Randlich und auf Spaltrissen beginnt der Glimmer sich in grünen Chlorit umzuwandeln.

Die im Kangertlugsuak-Fjord und auf der Umiamako-Halbinsel gesammelten Gesteine gehören mit dem soeben beschriebenen zusammen, nur daß die Verwitterung sie nach einer andern Richtung hin umgeändert hat. Es sind bräunlichgelbe, äußerlich ganz zersetzte Gesteine, die mit einer bräunlich-grauen, tonigen Verwitterungsrinde umgeben sind.

Sie bestehen aus langen gelblichen Kristallen mit geraden Spaltflächen. Dies sind Diallage. Ihnen fehlt die äußere Kristallform. Die langen Kristalle zeigen u. d. M. die Längsspaltrisse und auf Schnitten $\perp$ c sieht man die unter einem fast rechten Winkel sich kreuzenden Spaltrisse nach dem Augitprisma. Dazu treten noch gerade grobe Risse, die für den Diallag so charakteristische Absonderung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100). Auf Schnitten parallel dem vorderen Pinakoid und auf solchen senkrecht zur c-Axe tritt eine optische Axe wenig schief aus. Häufig sind Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) sowohl in einmaliger Verzwillingung als auch in wiederholter feiner Lamellenbildung. Auf den Spaltrissen hat sich Serpentinsubstanz abgeschieden.

Gegen den Diallag tritt ein feinschuppiger Talk zurück. Die Schüppchen besitzen keine Kristallform; ihre Doppelbrechung ist hoch, sodaß die Polarisationstöne bis zum Anfang der

[1]) H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. 1898. S. 149.

III. Ordnung wie beim Muskovit steigen. Das Relief dagegen ist etwas geringer. Die Blättchen lassen im konvergenten polarisierten Licht ein nahezu einaxiges Interferenzbild von negativem Charakter der Doppelbrechung beobachten. Der Olivin fehlt gänzlich im Gestein; aber die Talkschüppchen besitzen zuweilen spitzrundliche Formen, die auf Olivin hindeuten, sodaß man wohl nicht irre geht, wenn man annimmt, daß der Talk aus dem Olivin entstanden ist.

Das Gestein besitzt also im Gegensatz zu dem vorher beschriebenen noch gut erhaltenen Diallag. Der gänzlich fehlende Olivin ist durch Talk ersetzt worden. Strahlstein hat sich nicht gebildet. Der im vorigen Gestein noch braune Glimmer ist hier ganz farblos geworden.

Beide Arten der Umwandlung enthält das dritte Gestein von der Moräne des Karajak-Eisstromes. Es ist dies ein graugrünes, feinkörniges, ziemlich schweres Gestein, welches aus feinen hellgrauen Schüppchen besteht. In diesen liegen größere längliche, ölgrüne Kristalle mit deutlicher Hornblendespaltbarkeit.

Dieses Gestein zeigt das größte Maß der Umwandlung. Es besteht ganz aus feinen Talkschüppchen, in denen porphyrisch Strahlstein und ausgebleichter Glimmer eingebettet sind, und zwar derartig, daß die Einsprenglinge innerhalb kleiner Bezirke gleichgerichtet sind, welche Richtung auch von den Erzschmitzen innegehalten wird. Wohl ist an einer Stelle die Diallagspaltbarkeit zu erkennen, aber vom Olivin ist nichts mehr zu sehen. Alles mit Ausnahme des Biotits ist in Talk und Strahlstein umgewandelt.

Endlich ist von Umiamako noch ein Geröll zu erwähnen, welches deutlich den Kontakt eines hauptsächlich aus Diallag bestehenden Gesteines mit einem Quarzit zeigt. Beide Gesteinsarten durchtrümern sich gegenseitig so, daß Lagen von Quarzit und solche von Diallag fingerförmig ineinander eingreifen. Der Diallag ist derselbe wie der oben beschriebene. An der Kontaktstelle hat sich reichlich Kalkspat mit Zwillingslamellen nach $-\frac{1}{2} R (01\bar{1}2)$ gebildet.

Die Mineralkombination Diallag-Olivin entspricht der Zusammensetzung des Peridotits. Der Gang der Umwandlung des Peridotits führt zu Gesteinen, die nur aus Strahlstein oder Talk bestehen. Dieselbe dürfte wohl auf dynamometamorphe Kraft zurückzuführen sein. Ähnlich auf dieselben Ursachen zurückzuführende Umwandlungen peridotitischer Tiefengesteine in Serpentingesteine hat H. Preiswerk[1]) neuerdings beschrieben.

[1]) Die metamorphen Peridotite u. Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig, Vallis. Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel. **50.** 296—298.

Diese noch nicht vollständig umgewandelten Gesteine geben den Schlüssel für die Deutung der nur aus Amphibol bestehenden Einlagerungen.

β. Gesteine, deren ehemalige Struktur und Zusammensetzung durch dynamometamorphe Vorgänge gänzlich verwischt sind.

1. Strahlsteineinlagerungen.

Zur Gruppe der Strahlsteineinlagerungen gehören hellgrüne, graugrüne und schwärzlichgrüne Gesteine von verschiedenem äußeren Habitus. Es lassen sich bei ihnen körnige, geschieferte und parallelfaserige Gesteine unterscheiden.

Bei den Strahlsteineinlagerungen mit grobkörnigem Gefüge bilden die Hornblendetäfelchen ein regelloses Gewirr. Es sind Gesteine von hellgrüner und schwärzlichgrüner Farbe. Sie bilden Nester in einem nur aus Magnesiaglimmer bestehendem Gestein und stellen die Flaserkerne dieses Gesteines dar.

Die geschieferten Strahlsteineinlagerungen sind dieselben Gesteine wie die vorigen, nur daß bei ihnen die dynametamorphe Umwandlung infolge der Schieferung deutlicher heraustritt.

Bei einer dritten Gruppe bildet der Strahlstein neben einem regellosen Gewirr auch Gänge, in denen die Strahlsteinnadeln parallel angeordnet sind.

Die Strahlsteineinlagerungen bestehen im wesentlichen aus Strahlstein. Derselbe bildet lange prismatische Individuen ohne Kristallbegrenzung, die an den Enden ausgefasert sind. Zwillinge nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) sind nicht vorhanden. Der Strahlstein hält sich in bläulichgrünen Tönen und ist für Licht

// $\mathfrak{bc}$ polarisiert // $\mathfrak{a}$ schwingend = farblos
// $\mathfrak{ac}$ „ // $\mathfrak{b}$ „ = lichtgrünlichgelb
// $\mathfrak{ab}$ „ // $\mathfrak{c}$ „ = farblos mit einem Stich ins Blaugrüne,

wobei $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ ist.

Der Charakter der ersten Mittellinie ist negativ. Auf Schnitten parallel $\infty P\grave{\infty}$ (010) beträgt die Schiefe der Auslöschung $\mathfrak{c} : c$ 17° zu den Spaltrissen nach dem Prisma.

Parallel zu den Spaltrissen sieht man auf Längsschnitten feine schwarze Einlagerungen, die aus Erz zu bestehen scheinen, wie solches auch in größeren Partien vorkommt. Quer zur Längserstreckung erscheint eine feine, vollkommen haarscharfe Absonderung, welche Cross[1]) als eine sehr vollkommene Absonderung nach der Fläche $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) gedeutet hat.

[1]) Studien über bretonische Gesteine. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. 3. 1881. S. 388.

Mitten im Strahlstein entstehen lichte Partien. Dieselben besitzen etwas höhere Polarisationstöne als das umgebende Mineral. Dabei wird die Auslöschungsschiefe geringer; während beim Strahlstein der Winkel c : c 18^0 beträgt, sinkt er in den lichteren Stellen auf 14^0.

Einen solchen lichten Ton nimmt der Strahlstein in denjenigen Gesteinen an, wo er parallelfaserige Aggregate bildet. Diese bestehen aus feinen Strahlsteinfasern, gehen aber in ein regelloses Gewirr feinster Fäserchen über. Neben dem Strahlstein kommen als weiterer Gemengteil kleine Mengen von Glimmer und Erz vor. Beide füllen vielfach die Zwickel zwischen den Aktinolithsäulen aus. — Der Glimmer ist ein hellbrauner, fast einaxiger Magnesiaglimmer mit negativem Charakter der Doppelbrechung. Der Pleochroismus ist stark und zeigt die Töne farblos-hellbraun oder hellgelb-bräunlich-grün. An den Enden sind die Glimmerdurchschnitte fein ausgefasert, und diese Fasern sind in die Hornblende hineingewachsen, ein deutliches Zeichen für die kristalloblastische Struktur.

Daß nun derartige Strahlsteineinlagerungen tatsächlich auf peridotitische Gesteine genetisch zurückzuführen sind, wie eingangs durch die Umwandlungsreihe mikroskopisch gezeigt wurde, beweist die chemische Zusammensetzung. Zur Untersuchung, welche von Herrn Dr. A. Lindner in Berlin freundlichst ausgeführt wurde, war ein typischer Strahlsteinschiefer von Uvkusigsat im kleinen Karajak-Fjord gewählt worden, der nur aus Strahlstein und etwas lichtem Glimmer besteht. Die Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO_2	52.74
TiO_2	0.29
Al_2O_3	4.35
Fe_2O_3	2.35
FeO	6.58
MnO	0.12
CaO	10.86
MgO	18.29
Na_2O	0.11
K_2O	0.39
CuO	0.07
NiO	0.12
P_2O_5	0.02
H_2O	3.17
Feuchtigkeit bei 105^0	0.07
Summa	99.53

Spez. Gew. 3.048.

In Molekularprozentzahlen umgerechnet, ergibt die Analyse:

SiO_2	52.17
Al_2O_3	2.52
Fe_2O_3	0.86
FeO	5.65
MgO	27.00
CaO	11.45
Na_2O	0.10
K_2O	0.25
Summa	100.00

Aus diesen Zahlen lassen sich nach dem von Osann[1]) angegebenen Verfahren die Konstanten der Analyse berechnen. Es ergibt sich:

s	A	C	F	a	c	f
52.17	0.35	2.17	42.70	0 2	1	18.8

Typisch für die Pyroxenite ist nach Osann[2]) die geringe Menge der Thonerde, so daß a und c gegenüber f ganz zum Verschwinden kommen, a und c werden also sehr klein. Es trifft dies hier durchaus zu. Das Magma dieses Gesteins fällt in die Spitze des Osannschen Projektionsdreieckes[3]) und zwar in die Abteilung des peridotitischen Magmas (π).

Aus den von Osann angegebenen Gesteinstypen stimmt am besten ein Hornblendeperidotit von North Meadow Creek, Mont., mit dem Strahlsteinschiefer überein:

	s	A	C	F	a	c	f
Strahlsteinschiefer von Siusasigsak, West-Grönland.	52.17	0.35	2.17	42.70	0.2	1	18.8
Hornblendeperidotit[4]) von North Meadow Creek, Mont.	48.57	0.34	4.04	42.90	0,00	1.5	18.5

Die chemische Analyse bestätigt demnach die mikroskopischen Befunde. Diese sowohl wie die chemische Analyse bringen den Beweis, daß der Strahlsteinschiefer von Siusasigsak als ein umgewandelter Peridotit aufzufassen ist.

---

[1]) Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. N. F. **19**. 1900. S. 351--469.

[2]) a. a. O. 1900. S. 435.

[3]) a. a. O. 1900. S. 351—369 t. IV.

Vergl. F. Becke: Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pacifische Sippe der Eruptivgesteine. Ebenda. N. F. **22**. 1903. S. 212—217.

[4]) Versuch einer Classifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. Ebenda. N. F. **19**. 1900. S. 436.

2. Anthophylliteinlagerungen.

Die Anthophylliteinlagerungen unterscheiden sich von der vorigen Gruppe der Strahlsteineinlagerungen nur durch die Natur des Amphibolminerals.

Es sind hellgraue, weiche Gesteine mit ausgezeichneter Schieferung. Sie stammen mit Ausnahme eines Gesteines alle von Uvkusigsat im kleinen Karajak-Fjord. Dort gehen aus ihnen die Topfsteine hervor, welche den Grönländern wohl bekannt sind, da sie sich aus ihnen ihre Lampen schnitzen.

Die Größe des Kornes der Gesteine ist eine ganz verschiedene. Man findet Gesteine, in denen der Anthophyllit parallelfaserige Gänge bildet, die in einem wirren, ziemlich feinkörnigen Filz von Nadeln desselben Minerals aufsetzen. Die zweite Gruppe der Anthophyllitschiefer wird von Gesteinen dargestellt, die aus einem feinen Filz von Hornblendenädelchen gebildet werden. Sie sind so weich, daß sie beim leisesten Berühren Staub und Splitter abgeben. In der dritten Gruppe liegen die Anthophyllitnadeln von mittlerer Größe wirr durcheinander.

Diese Verschiedenheit in der Struktur ist durch den Grad der Umwandlung hervorgerufen. Die Gesteine mit den parallelfaserigen Gängen bestehen aus Anthophyllit und wenig Magnesiaglimmer als Zwischenklemmungsmasse. In der zweiten Gruppe bildet der Glimmer die Grundmasse, in welcher die Hornblendenädelchen eingebettet liegen. In der dritten Gruppe ist die Umwandlung des Gesteins am weitesten fortgeschritten. Der stellenweise noch hellbraune Glimmer ist in hellgrünen Tönen ausgebleicht; vielfach ist er ganz farblos geworden. Dazu haben sich wohl aus dem ursprünglichen Strahlstein große Mengen von Talk gebildet. In dieser Masse von ausgebleichtem Magnesiaglimmer und Talk liegen nun die Hornblendenädelchen eingebettet.

Die Hornblende ist ein rhombischer Anthophyllit. Derselbe bildet lange schmale Prismen und breitere abgeplattete Stengel von hellgrauer und lichtbräunlicher Farbe, die im Dünnschliff farblos erscheinen.

Zur Feststellung des rhombischen Charakters des Minerals wurde dasselbe im Dünnschliff in einem Universaldrehapparat zur Untersuchung von Dünnschliffen in Flüssigkeiten nach C. Klein[1]) nachgeprüft. Eine Drehung sowohl um die lange als auch um die kurze Axe der Amphibolsäulen ergab immer eine orientierte Auslöschung. Diese orientierte Auslöschung zeigte überhaupt die Mehrzahl der Leisten.

---

[1]) Ein Universaldrehapparat zur Untersuchung von Dünnschliffen in Flüssigkeiten. Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 52. 1895. S. 1151—1159.

Das Brechungsvermögen des Anthophyllits ist ein mittleres. Die Doppelbrechung dagegen ist ziemlich hoch. Dünne Schliffe geben immer noch gelbe, blaue uud grünliche Farbentöne. In der Längserstreckung sind die Nadeln optisch positiv. Pleochroismus ist nicht vorhanden.

Zur Vergleichung wurde der Anthophyllit von New-York Island herangezogen. Auch hier liegt das Mineral in einem Untergrunde von ausgebleichtem Glimmer, wie das ganze Gestein von dem von Uvkusigsat überhaupt nicht unterschieden werden kann.

Wie schon an früheren Stellen erwähnt wurde, ist der Anthophyllit wohl ein Umwandlungsprodukt des aus Olivin entstandenen Aktinoliths[1]. Es wurde beobachtet, wie an den Enden der Aktinolithsäulen und auch in der Mitte lichte Stellen entstehen. In diesen wird die Doppelbrechung und die Auslöschungsschiefe geringer. Es geht der Aktinolith in Anthophyllit über. Selbst in den im höchsten Grade umgewandelten Gesteinen der Anthophyllitreihe waren immer noch Aktinolithindividuen vorhanden.

Der Anthophyllit ist ein typisches Mineral des kristallinen Schiefergebirges und findet sich in gewissen Abarten desselben, zumal in Hornblendegneisen und Hornblendeschiefern[2]. Cross[3] fand in einem Aktinolithschiefer aus dem Département Loire inférieure in der Bretagne Anthophyllit, ebenso Becke[4] im Dioritschiefer von Dürnstein im niederösterreichischen Waldviertel.

Der Glimmer ist ein brauner Magnesiaglimmer. Er ist aber nicht immer mehr frisch. Durch Austritt des Eisens wird er grünlich und hellbraun, endlich ganz farblos. Dabei nimmt die Doppelbrechung erheblich zu. Der Axenwinkel ist so klein, daß er fast einaxig erscheint. Der Pleochroismus ist deutlich und bewegt sich in hellgelben und lichtbraunen Tönen.

Talk kommt nur in einer Gruppe der Anthophylliteinlagerungen vor. Dort bildet er große Mengen eines feinschuppigen Filzes mit hoher Doppelbrechung, aber niedrigem Relief. Das letztere entspricht ungefähr dem des Canadabalsams. Der Talk hat sich aus dem Strahlstein und Anthophyllit gebildet, wie schon R. Blum[5] an Talkspeudomorphosen nach Anthophyllit von Fiskill, New York, gezeigt hat.

Genetisch sind die Anthophylliteinlagerungen das Endprodukt

---

[1]) F. Becke: Hornblende und Anthophyllit aus Olivin. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. 4. 1882. S. 450—452.

[2]) H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie 1. 1892. S. 465.

[3]) Studien über bretonische Gesteine Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. 4. 1882. S. 388.

[4]) Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels (Fortsetzung). Ebenda S. 331.

[5]) Die Pseudomorphosen des Mineralreichs. Vierter Nachtrag. 1879.

des Umwandlungsvorganges, der mit den peridotitischen Gesteinen begann und durch Umwandlung des Diallags und Olivins zu den Aktinolitheinlagerungen führte. Der Aktinolith ist sodann das Ausgangsmaterial, aus dem die Anthophylliteinlagerungen entstanden sind.

b. Amphibolschiefer.

Die Amphibolschiefer sind graugrüne und dunkelgrüne Gesteine mit deutlich ausgeprägter Schieferung. Dieselben stammen von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, und von Uvkusigsat im nördlichen Teile des Umanak-Fjordes. Wie das Stück von letzterem Fundort zeigt, bilden die Amphibolschiefer Lagen im Gneis, die alle Stauchungen und Fältelungen dieses bis ins Feinste mitgemacht haben. An dem einen Handstück wechselt die Mächtigkeit der Lagen von 2 mm bis 5 cm. Die Amphibolschiefer treten gegenüber den aus reiner Hornblende und etwas Glimmer bestehenden Schiefern zurück.

Dem mineralogischen Befunde nach nähern sich die Amphibolschiefer wegen ihres Feldspat- und Quarzgehaltes den Hornblendegneisen. Allein ihr geologisches Auftreten ist derartig untergeordnet, daß die Zurechnung dieser Gesteine zu den Einlagerungen den verbreiteten Hornblendegneisen gegenüber zu rechtfertigen ist.

Die Amphibolschiefer bestehen ihrer mikroskopischen Zusammensetzung nach hauptsächlich aus Hornblende; geringer an Menge ist der Feldspat und Glimmer; noch mehr zurück tritt der Quarz.

Nach der Art der Hornblende zerfallen die Amphibolschiefer in Strahlsteinschiefer und Hornblendeschiefer. Beide sind in ihrer mineralogischen Zusammensetzung ähnlich.

1. Strahlsteinschiefer.

Die Strahlsteinschiefer stammen von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn. Den Hauptbestandteil des Gesteins macht der Strahlstein aus. In den Zwickeln und Ecken, welche er frei läßt, liegen Glimmer, Feldspat und Quarz. Der Strahlstein ist von der Art, wie er schon bei den Strahlsteineinlagerungen beschrieben worden ist. Er wird auch mit grüner Farbe durchsichtig, nur daß der Ton mehr ins Bläuliche hineingeht. Er ist für Licht

// $\mathfrak{bc}$ polarisiert // $\mathfrak{a}$ schwingend: hellgelblichgrün
// $\mathfrak{ac}$ „ // $\mathfrak{b}$ „ olivengrün
// $\mathfrak{ab}$ „ // $\mathfrak{c}$ „ hellbläulichgrün,

wobei die Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ ist. Auf Schnitten parallel $\infty P \breve{\infty}$ (010) beträgt der Winkel der Schiefe der Auslöschung

c : c = 22⁰ im spitzen Winkel β. Zwillingsbildung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) ist in diesen Gesteinen in der Regel selten. Der Glimmer ist ein brauner, etwas ausgebleichter Magnesiaglimmer mit starkem Pleochroismus, der sich in hellgelben und braunen Tönen bewegt. Der Axenwinkel ist klein, sodaß das Mineral fast einaxig erscheint, der Charakter der Doppelbrechung optisch negativ. Von Einschlüssen ist nur Zirkon zu erwähnen.

An Feldspat sind die Strahlsteinschiefer nicht reich. Es ist hauptsächlich ein Kalknatronfeldspat von ziemlich saurem Charakter. Schnitte ⊥ c zeigen einen Winkel der Auslöschung von 12^0 mit der Spur der Spaltbarkeit von P = oP (001), was auf einen Plagioklas von der Zusammensetzung Oligoklas-Albit hinweisen würde. Der Quarz spielt in diesen Gesteinen eine ähnliche Rolle wie der Feldspat, indem auch er nur einen Gemengteil von ziemlich untergeordneter Bedeutung darstellt.

2. Hornblendeschiefer.

Die Gesteine dieser Art stammen wie die vorigen von Siusasigsak und von Uvkusigsat. Sie unterscheiden sich von ihnen nur durch die Art der Hornblende und durch den größeren Quarzgehalt.

Die Hornblende ist die gewöhnliche grüne Hornblende. Sie besitzt einen kräftigen Pleochroismus, der sich darin äußert, daß das Mineral für Licht

// bc schwingend	// a	polarisiert:	hellgelbgrün
// ac „	// b	„ :	olivengrün
// ab „	// c	„ :	blaugrün

durchsichtig wird.

Es sind dies dieselben Farben, wie sie für den Strahlstein angegeben wurden; sie besitzen nur einen tieferen Ton. Auf Schnitten parallel $\infty P \breve{\infty}$ (010) ist c : c ca. 14^0 im spitzen Winkel β. Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) sind selten.

Der zuweilen recht bedeutende Feldspatgehalt in diesen Gesteinen ist ein Beweis dafür, daß diese Hornblendeschiefer wohl von Hornblendegneisen abzuleiten sind und einen Übergang von diesen zu den eigentlichen Amphibolschiefern darstellen. Auch der Quarz bildet meist eine Zwischenklemmungsmasse zwischen den Hornblenden. Starke undulöse Auslöschung weist auf den Druck hin, welchem die Gesteine ausgesetzt gewesen sind.

Das Gestein von Uvkusigsat zeigt makroskopisch dicke Lagen von Quarz und Feldspat, zwischen denen die Hornblendeschiefer eingelagert sind.

An akzessorischen Gemengteilen konnten wenig Epidot, Erz, Orthit, Kalkspat und Apatit beobachtet werden.

3. Epidotamphibolschiefer.

Als Anhang an die Amphibolschiefer ist ein bei der Observationshütte des Karajak-Eisstromes gefundenes Gestein zu erwähnen. Es ist mittelkörnig, ohne deutliche Schieferung und besteht aus Hornblende und Epidot. Der letztere durchzieht entweder das Gestein in feinen Schmitzen oder sammelt sich stellenweise zu größeren Partien an.

Die Hornblende ist für Licht

// $\mathfrak{bc}$ polarisiert // $\mathfrak{a}$ schwingend: hellgelblichgrün
// $\mathfrak{ac}$ „ // $\mathfrak{b}$ „ : schmutzigolivengrün
// $\mathfrak{ab}$ „ // $\mathfrak{c}$ „ : schmutzigblaugrün.

Die Doppelbrechung ist geringer geworden; die Töne sinken bis zum Grau der I. Ordn. oder Gelb derselben Ordnung herab. Damit wird auch der Winkel der Auslöschung ein kleinerer. Es beträgt auf Schnitten nach $\infty P \grave{\infty}$ (010) der Winkel der Auslöschung $\mathfrak{c} : c$ 15⁰ im spitzen Winkel β. Der Feldspat ist verschwunden. Er hat sich vollständig in ein Aggregat von Epidot umgewandelt, das mit farblosen und zeisiggelben Tönen durchsichtig wird. Mitunter ist der Kern lebhafter gefärbt als der Rand. Der Pleochroismus ist deutlich; er bewegt sich in zitronengelben und farblosen Tönen.

Das Erz ist Titaneisen. Es ist aber nicht mehr frisch, sondern hat sich in den lichtgrauen, mit bräunlichem Ton durchsichtig werdenden Leukoxen umgewandelt. Das Titaneisen ist vielfach zwillingsmäßig aus Lamellen aufgebaut, die sich unter einem Winkel von 60^0 schneiden. Diese Lamellen sind in der Mitte orangerot gefärbt; nach den Seiten hin geht die Farbe ins Gelbliche über. Zwischen den Lamellen liegen farblose Leukoxensubstanz und schwarze unzersetzte Erzkörnchen.

2. Kalk- und Dolomiteinlagerungen.

Die Kalk- und Dolomiteinlagerungen in den grönländischen Gneisen sind ebenso wie die Amphiboleinlagerungen weit verbreitet. Sie finden sich namentlich auch unter den Moränengeschieben der großen Eisströme. In letzteren Fällen läßt sich natürlich über die Art und Weise des geologischen Auftretens nichts sagen.

Die Hauptmasse der Gneise und der Amphiboleinlagerungen ließ sich, wie in den vorangegangenen Kapiteln gezeigt wurde, auf Eruptivgesteine zurückführen. Hier liegen zum ersten Male unzweideutige Sedimente vor. Ihre innige Verknüpfung mit kristallinen Schiefern der Orthoreihe läßt jedenfalls die Möglichkeit nicht von der Hand weisen, daß bei der Bildung dieser Ge-

steine, namentlich der grobkristallinen, auch kontaktmetamorphische Phänomene mitgespielt haben können.

Eine Entscheidung in dieser Hinsicht läßt sich bei der völligen Unkenntnis des geologischen Vorkommens nicht fällen. Kalk und Dolomit treten in inniger Verknüpfung auf. Da eine Unterscheidung beider Carbonate auf optischen Wege nicht ganz leicht ist, so wurde das von LEMBERG[1]) vorgeschlagene Färbeverfahren mit einer Lösung von Chloraluminium und Blauholz angewandt. Diese Methode ergab recht gute Resultate. Es konnte bei der Untersuchung der hier vorliegenden Gesteine jedoch festgestellt werden, daß die Einwirkung der Chloraluminium-Blauholz-Lösung eine bedeutend längere sein muß, als LEMBERG angegeben hat, um eine deutliche Färbung des Kalkspates zu erreichen.

a. Marmoreinlagerungen.

E. VON DRYGALSKI[2]) schließt aus dem Kalkreichtum des Schlickes in dem Bach am Itivdliarsuk-Eisstrom auf häufiges Vorkommen von Marmor als Einschluß im kristallinen Grundgebirge, welche Annahme durch die Geröllfunde in den Moränen bestätigt wurde.

α. Geflekter Marmor vom Karajak Nunatak.

Auf der Moräne am Inlandeis beim großen Karajak Nunatak kommt Marmor in größeren Mengen vor. Es ist dies ein mittelkörniges, buntgeflektes Gestein, welches aus weißen, gelblichroten und graugrünen Flecken besteht. Spärlich sind Körnchen von Eisenkies eingesprengt. Diese sind nicht immer mehr ganz frisch, sondern oberflächlich schon etwas in Brauneisen umgewandelt. Schichtenbildung ist nicht zu erkennen. Auf den Bruchflächen des Gesteins sieht man die spiegelnden Flächen des Kalkspates. Auf den verwitterten Flächen dagegen tritt der Kalkspat in kleinen Zacken und Spitzen heraus, welche die rhomboëdrische Spaltbarkeit erkennen lassen.

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus einem Mosaik von Kalkspatdurchschnitten, welche in der Mehrzahl die polysynthetische Zwillingslamellierung nach der Gleitfläche — $\frac{1}{2}$ R $(01\bar{1}2)$ zeigen. Die in dem später zu erwähnenden Pigment vereinzelt liegenden Durchschnitte sind frei von solchen Lamellen.

---

[1]) Zur mikroskopischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit. Diese Zeitschr. **40**, 1888, S. 357—359.

[2]) Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. I. 1897, S. 30.

An akzessorischen Gemengteilen finden sich regellos eckige Quarzkörner.

Unter den pigmentierenden Substanzen hat das Eisen eine größere Verbreitung. Die blaßroten Stellen des Marmors sind durch Eisen gefärbt, wie auf chemischem Wege nachgewiesen werden konnte.

Die grüngefärbten Stellen werden durch ein schmutzig grünes, völlig isotropes Mineral mit geringem Relief gebildet. Es ist ein grünerdeartiges Silikat, dessen Natur nicht genau festgestellt werden konnte.

β. Grauer dolomitischer Kalkstein von Itivdliarsuk.

Der bei Itivdliarsuk vorkommende Kalkstein ist von dem soeben beschriebenen durchaus verschieden. Es ist ein schmutzig weißlich graues Gestein mit feinkörniger Struktur und deutlicher Schieferung. Die verwitterte Oberfläche hat einen hellbraunen Überzug von Eisenhydroxyd. Die Spaltflächen des Gesteins sind durch feine ausgebleichte Glimmerblättchen grün gefärbt. U. d. M. stellt sich ein Gestein dar, welches aus einem Gemenge von verschieden großen Körnern besteht. Die kleinen Körnchen sind in der Mehrzahl einheitlich gebaut, ohne Zwillingslamellierung; die großen dagegen weisen alle die durch polysynthetische Zwillingsbildung nach — $^1/_2$ R $(01\bar{1}2)$ entstandenen Lamellen auf.

Zwischen diesen Bestandteilen liegen vereinzelt Quarzkörnchen und etwas Biotit. Der letztere ist ein ausgebleichter Magnesiaglimmer mit ganz kleinem Axenwinkel.

Bei Behandlung mit verdünnter HCl löst sich das Gestein nur in geringem Maße; es erfolgt erst vollkommene Lösung, wenn die Salzsäure erwärmt wird.

Nach v. Inostranzeff[1]) besitzt der reine Kalkstein nur Körner mit Zwillingsstreifung, der reine Dolomit solche ohne oder besser selten mit Zwillingslamellen, Eigenschaften, welche auch durch die Färbemethode Lembergs bestätigt werden konnten.

Darnach wäre das Gestein ein Marmor mit reichlichen Dolomitbeimengungen und bildete einen Übergang zum Dolomit.

γ. Graue dolomitische Kalke von Umiamako.

Zu den dolomitischen Kalken sind auch zwei graue Gesteine von Umiamako zu rechnen, bei denen der Kalkgehalt dem Gehalt an Dolomit durchaus überlegen ist. Quarz fehlt bei ihnen ganz, wohl aber hat der Gehalt an Muskovit zugenommen.

---

[1]) Untersuchungen an Kalksteinen und Dolomiten als Beispiel zur Kenntnis des Metamorphismus. Min. Mitth. v. Tschermak. 1872 S. 49.

b. Dolomiteinlagerungen.

Die in Westgrönland vorkommenden Dolomite sind gelbliche, graue und dunkelbraune Gesteine. Sie stammen von den Moränen der Nugsuak-Halbinsel, aus der Nähe der Karajak-Station und vom Itivdliarsuk-Fjord.

Die Dolomite lassen sich von den Gesteinen der vorigen Gruppe durch ihre geringere Löslichkeit in kalter verdünnter Salzsäure und durch das LEMBERGsche Färbeverfahren unterscheiden.

U. d. M. zeigt sich ein Gemenge von Kalkspat- und Dolomitindividuen bei überwiegendem Vorherrschen der letzteren. Die Kalkspatkörner sind in der Regel größer als die Dolomitkörner. Eine rhomboëdrische Ausbildung dieser wie bei den Kalkspatkörnern konnte nicht beobachtet werden.

Nach der Struktur lassen sich die Dolomite in körnige und geschieferte einteilen.

α. Körnige Dolomite.

Die körnigen Dolomite stammen vom Karajak Nunatak. Es sind gelbliche und graue Gesteine mit zuckerkörniger und durch Eisenhydroxyd braun gefärbter Oberfläche, dabei richtungslos struiert, gleichmäßig feinkörnig mit einem ziemlich bedeutenden Quarzgehalt. Je feinkörniger der Dolomit wird, um so größer wird die Quarzmenge, und so entwickeln sich aus diesen Gesteinen sandige Dolomite.

Von sonstigen akzessorischen Gemengteilen sind trikliner, albitartiger Feldspat, Muskovit und Erz zu nennen.

β. Dolomitschiefer.

Die geschieferten Dolomite, Dolomitschiefer, stammen aus dem Itivdliarsuk-Fjord und sind sandige, graue bis schwärzlichgraue Gesteine. Die ersteren zeigen auf den Schichtflächen einen reichlichen Gehalt an hellem Glimmer.

Das Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als feinkörnig mit einer deutlichen Parallelanordnung der einzelnen Körnchen, die langgestreckt sind. Zwischen diesen liegen vereinzelt Quarz, Feldspat und heller Glimmer.

Das dunkelgefärbte Gestein besitzt auch Parallelstruktur. Es ist aber nicht gleichmäßig körnig, sondern in einer Grundmasse von kleinen Dolomitkörnern liegen große Kalkspatkristalle mit Zwillingslamellen nach — $^1/_2$ R $(01\bar{1}2)$. Der Quarz- und Feldspatgehalt hat zugenommen. Die schwärzlichgraue Farbe rührt von einer graphitartigen Substanz her, welche wolkenartig durch das Gestein verteilt ist. Kalkspat und Dolomit sind etwa zu gleichen Teilen in dem Gestein vertreten.

γ. Sphärolithischer Dolomit.

Der Dolomit von der Halbinsel Nugsuak ist besonders zu erwähnen. Es sind dies dunkelbraune, feinkörnige Gesteine, die auf den Kluftflächen mit schwarzer kohliger Masse bedeckt sind.

Die Dolomitsubstanz ist hellgelb gefärbt und sphärolitisch angeordnet, so daß der ganze Schliff aus Sphärolithen aufgebaut erscheint, die negativen Charakter der Doppelbrechung aufweisen.

Akzessorisch findet sich dazwischen Quarz in regellosen Körnern, Albit, wenig heller Glimmer und größere Flecke von braunem Eisenhydroxyd.

Das Gestein wird auch fast dicht. In diesem Falle fehlt die Sphärolithbildung.

C. Granulite.

Neben den Gneisen mit ihren Hornblende- und Kalk-Dolomit-Einlagerungen, die über weitere Strecken am Rand der Küste im Anstehenden sich verfolgen lassen, finden sich in den Moränen zahlreiche Geschiebe, die Zeugnis davon ablegen, daß das kristalline Grundgebirge Grönlands unter der Eisbedeckung eine größere Mannigfaltigkeit der Gesteine aufweist.

Es mögen infolgedessen im Anschluß an die im Vorgehenden besprochenen Einlagerungen hier vereinzelte Granulitvorkommen behandelt werden.

Über das geologische Auftreten derselben läßt sich nichts Näheres aussagen, da das eine Stück in der Moräne des großen Karajak-Eisstromes in der Nähe der Station Karajak, das andere gleichfalls als Geschiebe bei Tasiusak gesammelt wurde.

Es sind weiße und rötliche, mit roten Granaten durchspickte, feinkörnige Gesteine ohne bemerkbare Schieferstruktur.

Mikroskopisch besteht der Granulit vom Karajak Nunatak aus Feldspat, Quarz und Granat.

Der Orthoklas bildet wenige, aber große, breite, tafelförmige Individuen ohne kristallographische Begrenzung. Ein Schnitt parallel $\infty P \breve{\infty}$ (010) ließ das Kurvensystem um die positive Mittellinie erkennen. Die Auslöschung macht mit den Spaltrissen von P (oP [001]) einen Winkel von 4^0.

Meist ist der Kalifeldspat im Aufbau des Mikroperthiths vorhanden; die langgestreckten Albitspindeln verleihen dann dem Orthoklas ein streifiges Aussehen.

Ganz frisch ist der Orthoklas nicht mehr; teilweise hat sich in ihm eine sericitähnliche Substanz ausgeschieden, wodurch er ein trübes Ansehen erhält.

Bedeutender ist der Gehalt an Mikroklin. Dieser bildet große Tafeln mit der charakteristischen Mikroklinstruktur, dient aber auch als Füllmasse kleiner Ecken und Winkel zwischen den großen Individuen. Als Einschlüsse enthält er wieder Mikroklin und frischen, wasserklaren Albit.

Den größten Raum unter den Feldspäten nimmt der Plagioklas ein. Die großen, breiten, lappigen Individuen sind zerbrochen und die einzelnen Bruchteile wieder zusammengekittet. Sie zeigen undulöse Auslöschung; auch sind die Lamellen gebogen. Bei der Vergleichung des Brechungsvermögens mit einem Quarz in Kreuzstellung ergab sich $o > \gamma'$, $e > \alpha'$, was auf einen sauren Feldspat vom Charakter des Oligoklas-Albit deutet. Auch der Plagioklas ist nicht immer frisch; ebenso wie beim Orthoklas ist die Umbildung in muskovitartigen Glimmer fast überall wahrzunehmen.

Der Quarz ist in reichlicher Menge vorhanden. Nirgends zeigt derselbe eine Andeutung von Kristallform. Besonders sind an ihm die Druckwirkungen zu erkennen, welchen das Gestein ausgesetzt gewesen ist. Er bildet große rundliche Körner, die mit kleinem Grus umgeben sind. Die einzelnen Quarzindividuen greifen zahnförmig in einander ein. Schriftgranitische Verwachsung mit Orthoklas ist nicht selten.

Der Granat bildet makroskopisch rundliche Körner, welche $^1/_2$ bis 3 mm Durchmesser besitzen. Er ist an keine Strukturebene gebunden und liegt regellos durch das ganze Gestein. Nie ist er kristallographisch deutlich begrenzt, sondern bildet nur rundliche Körner. Gewöhnlich ist er stark und regellos zerklüftet. Einschlüsse fehlen gänzlich. Optisch ist er vollständig isotrop. Auf den groben Sprüngen und auch am Rande beginnt seine Umwandlung in Chlorit.

Von akzessorischen Gemengteilen ist das Gestein fast frei; nur etwas Zirkon und ganz wenig Muskovit sind zu erwähnen. Magnesiaglimmer fehlt gänzlich. Was die Struktur betrifft, so ist makroskopisch, wie schon erwähnt, keine Schieferung zu bemerken, und das Gestein macht einen ganz körnigen Eindruck. Mikroskopisch erblickt man jedoch das typische Bild der Kataklasstruktur. Die großen Feldspate und Quarze sind zertrümmert, und der Grus von all den großen Gemengteilen ist in Nestern und Zwickeln zusammengebacken, welche darnach aus Quarz, Feldspat und Mikroklin zusammengesetzt sind. Durch Neubildung ist wohl nur der wasserklare Albit entstanden; die anderen Gemengteile, ebenso wie auch die granophyrische Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat könnten aus dem früheren Gesteinszustande übernommen worden sein.

Rückblick auf die Gneisformation.

Alle die in den vorigen Kapiteln beschriebenen Gesteine der grönländischen Gneisformation gehören nach ihrem Mineralbestand der unteren Tiefenstufe Beckes[1]) an.

Es sind Gesteine vorwiegend feldspatiger Natur. Amphibole, Pyroxene und Olivin spielen eine große Rolle.

Becke hat gezeigt, daß derartige Mineralien nur unter Einwirkung sehr hoher Temperaturen und sehr starken, nahezu allseitigen Druckes entstehen. So muß denn auch die Bildung der grönländischen Gneisformation sich in einem sehr tiefen Niveau vollzogen haben, in welchem die Umkristallisation der ursprünglichen Gesteine eine sehr vollkommene gewesen ist.

Eine weitere bemerkenswerte Eigenart der grönländischen Gneisformation besteht darin, daß ihre Gesteine ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach vollständig eruptiver Herkunft sind. Die weitverbreiteten grauen Eruptivgneise, unter welcher Bezeichnung hauptsächlich Biotitgneise, aber auch Hornblendegneise verstanden werden, haben Granitintrusionen, die sogen. roten Gneise, durchschwärmt, die ihrerseits wieder Spuren der Druckwirkung, wenn auch in geringerem Maße, aufweisen.

Petrographisch sehr ähnliche Gesteine gleicher Entstehung treten nun in der präbottnischen Formation des finnischen Archäikums auf.

Sederholm[2]) hat nachgewiesen, daß in dieser Formation des westlichen Finnlands ein grauer Gneisgranit vorhanden ist, in welchem sich „große, einschlußartige Massen von peridotitartigen Gesteinen, welche z. T. in Amphibolit umgewandelt sind, z. T. aber noch den Olivin und den Augit, sowie auch ihre Primärstruktur merkwürdig gut erhalten zeigen“, finden. Es sind dies Verhältnisse, welche auf die Hornblendeeinlagerungen der nördlichen Westküste Grönlands genau passen, sodaß man wohl mit Recht annehmen darf, daß in Finnland die kristallinen Schiefergesteine dieselben sind wie in Grönland. Wenn nun auch lediglich die Übereinstimmung des petrographischen Habitus und eine entsprechende Entstehung noch nicht genügen, um dasselbe geologische Alter auch der grönländischen Gneisformation zuzuschreiben, so läßt sich doch aus der Übereinstimmung der Entstehungs-

---

[1]) I Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschr. math.-naturw. Klasse Wien. Akad. **25.** 1903 S. 33.

U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer **1.** Berlin 1904. S. 60.

[2]) Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis der kristallinischen Schiefer von Finnland. Compte Rendu de la IX. Session du Congrès Géologique international, Vienne 1903 S. 619.

bedingungen das eine mit Sicherheit sagen, daß der grönländischen Gneisformation ein sehr hohes geologisches Alter zukommt und sie zu den unteren Horizonten des Archäikums gehört.

BB. Kristalline Schiefer höherer Horizonte.

Kristalline Schiefer höherer Horizonte treten der alten Gneisformation gegenüber mehr in den Hintergrund. Trotzdem sind sie weit verbreitet. Das häufige Vorkommen ihrer Vertreter unter den Geschieben der Moränen des Inlandeises legt ein Zeugnis davon ab, daß ihr Anstehendes unter der Eisbedeckung sich über größere Entfernungen erstreckt. In den meisten Fällen jedoch ist das Anstehende der mitgebrachten Proben nicht bekannt, sodaß sich nur eine kurze petrographische Beschreibung geben läßt.

1. Quarzite und Quarzitschiefer.

Die Quarzite sind feinkörnige bis dichte Gesteine von weißer und dunkelgrauer Farbe, die vorwiegend aus Quarz bestehen.

Die eigentlichen Quarzite sind weiße körnige Gesteine ohne Andeutung irgend welcher Schieferung, die Quarzitschiefer dagegen mehr hell- und dunkelgraue mit deutlicher Schieferstruktur. Sie wurden auf der Halbinsel Umiamako z. T. als Gerölle, aber auch als anstehendes Gestein gefunden.

Der helle, weißlich graue Quarzitschiefer ist auf den Schieferungsflächen mit Muskovit bedeckt. Die dunkelgrauen Gesteine dieser Art bestehen aus feinen farblosen und schwarzen Lagen. Doch sind auch große linsenförmige Quarze eingeschaltet.

Das Korn der Quarze ist bei den hellen Quarzitschiefern nicht gleichmäßig groß; es liegen vielmehr größere Quarzkörner in einem Zement von kleineren. Bei den dunkelgrauen Gesteinen ist die Größe eine gleichmäßige. Die Quarze sind aber alle nach einer Richtung hin gestreckt.

Der Glimmer ist meist Muskovit, der in feinen Schmitzen das ganze Gestein durchzieht. Der nur in geringer Menge vorhandene Biotit hat sich in grüne, pleochroitische, chloritartige Substanz umgewandelt.

Die schwarzen Lagen in den dunkelgrauen Quarzitschiefern werden durch graphitischen Kohlenstoff hervorgerufen, welcher lagenweise die Quarzkörnchen dunkel färbt.

Akzessorische Gemengteile sind nicht allzu häufig. Von solchen sind Orthoklas, Mikroperthit, ein natronreicher Plagioklas vom Charakter des Albit-Oligoklas, Sillimanit, Andalusit, Zirkon, Kalkspat und Epidot zu nennen.

2. Graphitschiefer.

Durch Anreicherung mit graphitischem Kohlenstoff gehen die kohligen Quarzitschiefer in Graphitschiefer über.

Der Kohlenstoff tritt als Graphitoid und zwar als feinerer und gröberer Staub meist als Einschluß im Quarz auf und färbt die Schiefer schwarz.

Ein sehr graphitreicher Schiefer stammt von Söndre Upernivik. Im Gegensatz zu den vorigen Gesteinen sind hier der Quarz und der Graphit nicht gleichmäßig lagenweise verteilt, sondern beide Mineralien bilden Anhäufungen und zwar derartig, daß in diesen Gesteinen reiner weicher Graphit in größeren Partieen gefunden wird. Der Graphit bewirkt mit dem Glimmer zusammen, an dem das Gestein reich ist, die Schieferung und läßt im Dünnschliff die Fältelungen des Gesteines erkennen. In der Nähe der Quarzanhäufungen findet sich akzessorisch Kies.

3. Phyllite.

Phyllitische Gesteine sind im allgemeinen aus dem nördlichen West-Grönland recht selten. Ein einzelnes Vorkommen von der Moräne des Karajak-Eisstromes möge an dieser Stelle erwähnt werden.

Es ist ein verwittertes, gelbliches, dichtes Gestein mit abwechselnden gelblich roten und schmutzig gelben Lagen. Die ersteren sind in höherem Grade verwittert und bilden so streifenweise Vertiefungen auf der Oberfläche des Gesteines.

Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht das Gestein aus einem Gewebe feiner sericitischer Glimmerblättchen und Quarzkörnchen mit reichlich eingesprengtem Kalkspat. Der Glimmer bildet feine schmale Fasern, die durch ihre Lage nach einer Richtung hin deutlich die Schieferung des Gesteines erkennen lassen, was durch längere Muskovitleisten noch in erhöhtem Maße geschieht. Neben diesem feinen Filz von Glimmer und Quarz kommen beide Mineralien auch in etwas größeren Individuen vor, welche den schiefrigen Charakter des Gesteines unterbrechen. Auch der Kalkspat ist lagenweise angeordnet. Er bildet in größeren Massen zusammenliegende Körner ohne äußere Kristallbegrenzung und ohne Zwillingslamellen.

CC. Kontaktgesteine.

Anhangsweise an die kristallinen Schiefer mag eine Reihe von Gesteinen besprochen werden, die auf Kontaktgesteine zurückzuführen sind. Da nirgends ihr Anstehendes bekannt ist, läßt sich nichts über ihr geologisches Auftreten aussagen und muß daher auf eine Deutung der Gesteine in dieser Hinsicht verzichtet werden.

1. Hornfels.

Geschiebe von der Insel Kekertarsuak beim Umiamako-Gletscher.

Die dunkle, fast schwarze Farbe des Hornfelses wird durch einen großen Gehalt an graphitischem Kohlenstoff hervorgerufen.

Den Hauptbestandteil des Gesteins macht der Quarz aus. Unter dem Mikroskop zeigen die Hornfelse ein Mosaik von kleinen, zackig in einander greifenden Quarzkörnchen, aus welchem größere Durchschnitte dieses Minerals und braunen lappigen Magnesiaglimmers heraustreten. Die Quarze besitzen streifige und fleckige Auslöschung, was besonders bei den größeren Individuen auffällt.

Der Glimmer ist ein brauner Magnesiaglimmer mit kräftigem Pleochroismus, der von voller Farblosigkeit zu hellbraunen Tönen wechselt. Der Axenwinkel ist sehr klein.

Das ganze Gestein wird von einem graphitartigen Kohlenstoff durchsetzt und zwar in solcher Menge, daß dasselbe dadurch die schwarze Farbe angenommen hat.

2. Granatfels.

Geschiebe am Karajak Nunatak.

Dieses Geschiebe, ein Granatfels von rotbrauner Farbe, besteht aus Granat, Cordierit, Quarz und Glimmer. Der Granat ist stellenweise zu größeren Massen angehäuft und wird vom Glimmer durchsetzt. Auch Quarz und Cordierit bilden größere Massen; von diesen aus ziehen sich feine Adern durch die Granaten hindurch.

Der Granat bildet also dichte zusammenhängende Massen von blutroter Farbe, die an einigen Stellen mehr in kolophoniumbraune Töne übergehen. Die in den Quarzpartien vereinzelt liegenden Kristalle zeigen rundliche Durchschnitte, ohne dabei eigentliche Kristallflächen erkennen zu lassen; wohl aber ist an ihnen die ebenflächige Spaltbarkeit auffallend.

Unter dem Mikroskop erscheint der Granat isotrop. Unregelmäßige grobe Spaltrisse durchziehen ihn; diese erscheinen durch ausgeschiedenes Eisenhydroxyd gelblich gefärbt. Der Granat ist ganz und gar mit Einschlüssen durchspickt. Es sind dies Scharen staubförmiger Interpositionen, schwarze undurchsichtige Stäbchen, Glimmer, Quarz, Chlorit in radialfaserigen Aggregaten und winzige Rutilkörnchen. Die Einschlüsse liegen regellos verteilt; eine zentrale Häufung konnte nicht bemerkt werden.

Der Quarz hat keine besonderen Merkmale aufzuweisen.

Neben dem Quarz findet sich Cordierit. Beide Mineralien sind oft schwer von einander zu unterscheiden. Schnitte mit

deutlicher Zweiaxigkeit lassen jedoch keinen Zweifel an dem Vorhandensein des Cordierits aufkommen. Sein Relief ist etwas niedriger als das des Quarzes.

Der Glimmer ist ein dunkler Magnesiaglimmer mit starkem Pleochroismus, der sich in hellgelben und dunkelbraunen Tönen bewegt. Er bildet länglich sechseckige dicke Tafeln, an deren Seiten die steilen Glimmerpyramiden sichtbar sind. Er ist zu gelblichen Tönen ausgebleicht. Zwischen den Granaten befindet sich eine schmutzig grüne, pinitartige Substanz, das Verwitterungsprodukt des Cordierits. Dieselbe besteht aus feinen glimmerähnlichen Schüppchen, die bunte Interferenztöne zeigen. In ihr liegen scharfkantige Brocken frischen Cordierits eingestreut. Die Struktur des Granatfelses ist rein körnig und zwar ziemlich grobkörnig.

3. Andalusitglimmerschiefer.

Gerölle der Halbinsel Umiamako, gegenüber Kekertarsuak.

Der Andalusitschiefer von der Halbinsel Umiamako ist ein gut geschiefertes, hellrötliches Gestein, welches in der Hauptsache aus Quarz, Andalusit und Glimmer besteht. In der aus farblosem durchsichtigen Quarz und hellrosarotem Andalusit zusammengesetzten Hauptmasse des Gesteines liegen parallel zur Schieferung auf den Flächen derselben rotbraune Glimmerblättchen in großer Anzahl. Die Hauptkomponente des Gesteins ist der Andalusit. Derselbe bildet größere Individuen ohne deutliche kristallographische Begrenzung, die aber zwischen gekreuzten Nicol in viele kleinere Körnchen zerfallen. Die wohl ausgebildete Spaltbarkeit nach ∞ P (110) tritt in deutlichen geraden Spaltrissen auf, die sich, entsprechend den Schnitten schief zur c-Axe, unter einem schiefen Winkel kreuzen. Der Andalusit wird in zart fleischroten Tönen durchsichtig und läßt einen deutlichen Pleochroismus erkennen, der von völliger Farblosigkeit zu rosaroten Tönen verläuft. Die Doppelbrechung ist schwach und entspricht ungefähr der des Quarzes. Das Brechungsvermögen dagegen ist hoch. Schnitte senkrecht zur Längserstreckung der Kristalle lassen das Kurvensystem um die negative Mittellinie (des spitzen Axenwinkels) beobachten.

Eingeschlossen im Andalusit finden sich Rutil und Sillimanit. Der Rutil bildet rundliche und langgestreckte, goldgelbe Körner mit schwachem Pleochroismus, der sich in goldgelben und rotgelben Tönen bewegt. Sein äußerst hohes Relief läßt ihn selbst aus dem schon an sich stark brechenden Andalusit kräftig heraustreten. An einigen Individuen ist die Zersetzung des Rutils durch die Umwandlung in Leukoxen vom Rande aus eingeleitet.

Der im Andalusit eingeschlossene Sillimanit bildet bündelartig angehäufte, farblose, dünne Nadeln mit höherem Relief als die Umgebung. Durch eine Querabsonderung zerfallen die Nadeln in einzelne Glieder. Die in ihrer Längsrichtung vorhandene kristallographische c-Axe fällt mit der Axe der kleinsten Elastizität zusammen.

Die weiteren mikroskopischen Bestandteile des Andalusitglimmerschiefers sind Quarz, Glimmer, wenig Feldspat und Erz.

Der Quarz findet sich in unregelmäßigen Körnern verschiedener Größe. Durch die beim Andalusit besprochenen Eigenschaften ist er von diesem zu unterscheiden.

Der Glimmer ist ein rotbrauner frischer Magnesiaglimmer, der in kleinen Täfelchen die Schieferung mit bewirkt. Einzelne quer zur Schieferung des Gesteins stehende Glimmertafeln sind größer als die ersteren. Der Pleochroismus ist sehr stark; er bewegt sich zwischen hellgelben und dunkelrotbraunen Tönen.

Eingeschlossen im Biotit sind kleine runde und langgestreckte Zirkone mit dunklen pleochroitischen Höfen. Diese letzteren sind so häufig, daß die Biotite dadurch ein geflecktes Aussehen erhalten.

Der Orthoklas ist verschwindend; das Erz ist Titaneisen mit beginnender Umwandlung in Leukoxen.

Im Anschluß an die Kontaktgesteine seien zwei andere Geschiebe besprochen, die sich bei dem vollständigen Fehlen irgend welcher Nachrichten über ihre geologischen Lagerungsverhältnisse nicht sicher deuten lassen.

1. Schwarze Schiefer-Gerölle von der Halbinsel Umiamako.

Von der Halbinsel Umiamako stammen schwarze, mit rotbrauner Verwitterungsrinde bedeckte Gesteine, welche in dünnen Platten auftreten und Quarz, Augit, ein Mineral der Sprödglimmerfamilie und sehr reichlich Kohlenstoff führen.

Makroskopisch erblickt man in einer gleichmäßig dichten Grundmasse kurze gedrungene Kristalle mit einer glimmerartigen Spaltbarkeit. Auf der verwitterten Fläche ragen diese Blättchen aus der Oberfläche des Gesteins heraus. Es sind breite, dicktafelige Individuen, die im Querbruch lange dünne Leisten liefern. Das Mineral ist durchscheinend und zeigt auf dem Querbruch Wachsglanz. Eine deutliche Spaltbarkait verläuft parallel der Tafelfläche.

Lange nadelartige Kristalle gehören dem Apatit an.

Unter dem Mikroskop sieht man, daß alle Bestandteile mit Ausnahme des Quarzes mit graphitartigem Kohlenstoff durchtränkt sind, wodurch sie fast undurchsichtig werden.

Der Quarz liegt in unregelmäßigen Körnern in größeren Haufen zusammen; die einzelnen Körner sind durch rotbraunes Eisenhydroxyd von einander getrennt.

Besonders fallen in dem Gestein säulenförmige Kristalle eines clintonitartigen Sprödglimmers auf. Dieselben liegen in großer Menge nebeneinander und sind gruppenweise parallel angeordnet, sodaß eine größere Anzahl entweder parallel oder senkrecht zur Längserstreckung getroffen sind. Die Schiefer gewinnen dadurch makroskopisch ein Aussehen, welches an Knoten- und Garbenschiefer erinnert.

Die säulenförmigen Kristalle sind auf Querschnitten spitzrhombisch. In den rhombischen Schnitten finden sich feine scharfe Spaltrisse parallel zu einer Seite des Rhombus. Diese Spaltrisse verlaufen in Längsschnitten parallel zur Längserstreckung. Die langen Kristalle werden von groben Querspaltrissen zerteilt, die durch Eisenhydroxyd gelb gefärbt sind. Die Leisten besitzen in der Längserstreckung optisch positiven Charakter der Doppelbrechung. Die Auslöschung erfolgt schief zur Längserstreckung, doch übersteigen die Schiefen 12^0—16^0 nirgends. In den rhombischen Schnitten verläuft die Auslöschung nach den Diagonalen. Das Brechungsvermögen ist hoch und entspricht etwa dem der Augite. Die Doppelbrechung ist dagegen niedrig; in dünnen Schnitten gehen die Farben nicht über die erste Ordnung der NEWTONschen Skala hinaus.

Die Fläche der vollkommenen Spaltbarkeit, die Basis, erweist sich schief zur negativen Mittellinie.

Es sind dies Eigenschaften, welche auf ein Mineral der Sprödglimmerfamilie hinweisen.

Nach TSCHERMAK sind die ottrelithartigen Sprödglimmer monoklin und von optisch positivem Charakter; die Axenebene liegt in der Symmetrieebene. Auf oP (001) steht $\mathfrak{c}$ angenähert senkrecht. Der Clintonit dagegen ist negativ, $\mathfrak{a}$ steht schief auf oP (001). Die Axenebene liegt abweichend von den übrigen Gliedern der Familie senkrecht zur Symmetrieebene.

SCHMIDT[2]) beschreibt den Clintonit als ein farbloses Mineral mit hoher Lichtbrechung und geringerer Doppelbrechung, das in

---

[1]) G. TSCHERMAK u. L. SIPÖCZ, Die Clintonitgruppe. Zeitschr. f. Krist. **3**. S. 501.

[2]) Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100000 auftretenden Gesteine. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. **25**. Anhang. Berlin 1891. S. 42.

den alpinen Bündner Schiefern mit Kohlepartikelchen erfüllt ist. Er bildet leistenförmige Durchschnitte mit positivem Charakter der Doppelbrechung in der Längserstreckung und 12^0 Schiefe der Auslöschung. Auf basalen Blättchen steht die negative Mittellinie schief. Der Winkel der optischen Axen ist klein.

Der hier beschriebene Sprödglimmer steht demnach dem Clintonit nahe, wenn auch eine völlige Uebereinstimmung nicht festzustellen ist. Eine genauere Bestimmung ist infolge der durch die Kohleeinlagerungen hervorgerufenen Undurchsichtigkeit des Minerals nicht möglich.

Von weiteren Bestandteilen des Gesteins sind etwas Plagioklas, der mit dem Quarz zusammen auftritt, und monokliner und rhombischer Augit zu erwähnen.

Das Ganze macht den Eindruck eines durch Kontakt umgewandelten Gesteins. Da es jedoch nur als Geröll gefunden wurde und Ähnliches im Anstehenden nicht bekannt ist, so läßt sich über die Art des Kontaktes nichts sagen.

2. Gneisbreccie.

Geschiebe von der Moräne der Halbinsel Nugsuak.

Auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak wurde ein graues, eigenartiges Gestein gefunden. Es besteht aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken von Quarzit und Gneis, welche in einem feinkörnigen Bindemittel liegen.

Wie unter dem Mikroskop festzustellen ist, besteht die eigentliche Verkittungsmasse aus sandigem Kalk, der in den größeren Partien sphärolithisch angeordnet ist. In diesem Untergrunde liegen scharfe eckige Brocken von Quarz in verschiedener Größe, welche alle Druckerscheinungen aufweisen, ferner Orthoklas, Mikroperthit, Mikroklin, Plagioklas und Glimmer.

Der letztere ist in der Hauptsache ein Magnesiaglimmer; Muskovit ist selten. Grade der Magnesiaglimmer weist die durch den Gebirgsdruck verursachten Erscheinungen auf. Die braune Farbe ist verloren gegangen und hat sich in ein schmutziges Grün umgewandelt. Diese Umwandlung ist vielfach auch streifenweise vor sich gegangen, so daß hellere und dunklere Streifen mit einander abwechseln. Der Glimmer ist gebogen und aufgefasert, zwischen den Fasern liegen bräunliche Epidotkörnchen.

In dieser durch Kalk zusammengekitteten Grundmasse finden sich Brocken von Gneis mit deutlicher Schieferung, ferner solche von Orthoklas und Quarz.

Die Gneisbrocken bestehen aus Biotit-Gneis und Cordierit-Gneis. In diesem letzteren konnte der Cordierit deutlich nachgewiesen werden. Er bildet farblose, quarzähnliche Massen mit

eingelagerten breiten Schnüren von pinitartiger Substanz. Schnitte, die bei einer vollen Umdrehung des Mikroskoptisches gleichmäßig hell blieben, zeigten die Interferenzerscheinungen um eine optische Axe. Solche senkrecht zu der ersten Mittellinie zeigten negativen Charakter der Doppelbrechung. Das Brechungsvermögen ist sehr gering; es entspricht dem des Canadabalsams. Ebenso ist auch die Doppelbrechung eine mäßige, und die Interferenzfarben sind gering.

Die einzelnen Orthoklase und Quarze, zumal die letzteren, sind linsenförmig auseinandergezogen, sodaß die Linsen bei einem Durchmesser von 4 cm nur $^3/_4$ cm Dicke besitzen.

DD. Die in den kristallinen Schiefern auftretenden Eruptivgesteine.

Die große grönländische Gneisformation wird vielfach durch Eruptivgesteine unterbrochen. In erster Linie geschieht dies durch Granit und Gesteine der Diabasfamilie.

1. Granit.

Die Granite zeigen vielfach Spuren des Druckes. Es vollzieht sich ein allmählicher Übergang in stärker deformierte Granite, wie sie bereits unter dem Kapitel rote Gneise behandelt worden sind. An dieser Stelle sollen daher nur Granite behandelt werden, welche geringe Spuren dynamometamorpher Veränderung aufweisen.

Hierher gehört der weiße mittelkörnige Granit aus der Umgebung des Karajak-Hauses. Es ist ein fast glimmerfreies, nur aus Quarz, Feldspat und Talk bestehendes Gestein, in welchem sich lagenweise reichlich Eisenkies angesiedelt hat. Es ist daher anzunehmen, daß das ursprüngliche Gestein durch Thermen- oder Fumarolentätigkeit verändert worden ist.

Dieser Eisenkies liegt zwischen den Quarz- und Feldspatkörnern eingebettet und gibt mit diesen zusammen dem Gestein eine zuckerkörnige Oberfläche. Der Kies besteht aus spitzen und zackigen, unregelmäßigen Individuen, die das frische speisgelbe Aussehen des Pyrits aufweisen.

Das Gestein ist ein glimmerarmer bis glimmerfreier Granit. Unter dem Mikroskop zeigen sich als Hauptbestandteile monokliner und trikliner Feldspat und Quarz.

Der Orthoklas und der Mikroklin bilden nach $M = \infty P \breve{\infty}$ (010) resp. $\infty P \breve{\infty}$ (010) dicktafelige Individuen. Die Durchwachsung mit Albit in Form von schmalen Schnüren als Mikroperthit ist häufig. Mit dem Quarz ist der Orthoklas schriftgranitisch verwachsen.

Bei der Vergleichung des Brechungsvermögens des Plagioklases

mit dem des Quarzes ergab sich in der Parallelstellung o > α', e > γ', was auf einen triklinen Feldspat vom Charakter des Albits bis Oligoklas deuten würde.

Die Struktur des Gesteines ist körnig; von Parallelstruktur ist nichts zu bemerken. Wohl aber finden sich auch hier die Erscheinungen des Gebirgsdruckes. Der Quarz und der Orthoklas löschen undulös aus. Die Lamellen der Plagioklase sind gebogen und gegen einander verschoben. Neben den großen Körnern sind die Ecken und Zwickel mit dem Grus der Quarze und Feldspate ausgefüllt; ebenso sind die großen Quarze randlich in Grus umgewandelt.

2. Diabasgesteine.

E. von Drygalski[1]) erwähnt als besonders charakteristisch für das Gneisgebiet von West-Grönland die vertikalen Gänge eines dunklen Gesteines, wie solche besonders am Karajak Nunatak bis zu 4 und 5 m Mächtigkeit sichtbar werden. Von einem derselben wurde durch Dr. Vanhöffen ein Querprofil gesammelt. Dieser Gang wird von einem typischen olivinfreien Diabas gebildet.

Es ist dies ein graues, gleichmäßig körniges Gestein von mittlerer Korngröße, wenigstens in der Gangmitte. Nach den Seiten des Ganges hin wird der Diabas feinkörniger und nimmt einen dunkelgrauen bis schwärzlichen Farbenton an. Der rein körnige Charakter läßt nach und es tritt ein Unterschied von Grundmasse und Einsprenglingen auf. Die erstere entspricht aber noch dem Gestein der Gangmitte und stellt nur eine etwas feinkörnigere Abart desselben dar.

Nach den Salbändern hin wird der Diabas fast dicht. Die Grundmasse ist zwar sehr feinkörnig geworden, läßt aber immer noch die Bestandteile gut erkennen. Erst an Stücken, welche dicht am Gneis geschlagen wurden, wird sie so dicht, daß zu ihrer Aufhellung die stärksten Vergrößerungen verwandt werden müssen. In den beiden letzten Gruppen treten die Einsprenglinge als solche besonders gut heraus.

Der Feldspat ist in breiten Leisten entwickelt. Bei einer Vergleichung des Brechungsvermögens mit Quarz in Kreuzstellung ergab sich o < α' und e $\lesseqgtr$ γ', was auf einen Feldspat vom Charakter des Labradors deuten würde. Die Leisten wachsen durch Augit hindurch. Häufig ist eine feine, zierliche, schriftgranitische Verwachsung mit Quarz, wie sie die Quarzdiabase von Rawdon, Prov. Quebec, Canada,[2]) aufweisen. Am Rande, auf Rissen und auf

[1]) Grönland - Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1891—1893. 1. S. 31.

[2]) H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. 1901. S. 342.

Zonen hat sich eine gelbe, serpentinartige Substanz ausgeschieden. Eine häufige Umwandlung besteht in der Kaolinisierung.

Der Augit ist in der Regel allotriomorph ausgebildet, jedoch tritt er auch mit eigener Kristallbegrenzung auf. Er ist violett gefärbt und zeigt schwachen Pleochroismus. Häufig ist Zwillingsbildung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100). Der Augit ist ein dem Diallag nahestehender, worauf die Absonderung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) hinweist. In den porphyrischen Abarten des Gesteins häufen sich die Augitkörnchen zu größeren Massen, zu den sogenannten „Augitaugen" und zu Augitspärolithen zusammen. Die zwischen parallelen Nicol scheinbar einheitlichen Individuen erscheinen zwischen gekreuzten Nicol aus vielen einzelnen Individuen zusammengesetzt.[1]

Den Atmosphärilien vermag der Augit ebenso wie der Feldspat nur wenig Widerstand zu leisten. Während die meisten Augite ganz unzersetzt sind, haben sich andere teilweise und auch vollständig in serpentinartige Produkte umgewandelt. In einem Falle ist die eingelagerte Lamelle serpentinisiert, die sie umgebenden sind dagegen vollständig frisch; ein ähnliches Verhältnis findet zwischen Mitte und Rand statt.

Die im vorliegenden Diabas auftretende Hornblende ist eine uralitische, aus dem Augit entstandene. Der hellviolettgelbe Augit nimmt eine olivgrüne Färbung an, wobei die Auslöschungsschiefe sinkt. In einem Längsschnitt ist die eine Hälfte des Augits in grüne Hornblende umgewandelt, die ihrerseits einen beginnenden Übergang in Strahlstein aufweist. Die Spaltrisse setzen durch beide gleichmäßig hindurch. In der Regel erfolgt die Umwandlung vom Rande aus.

Der Quarz ist in diesem Gestein ursprünglich und letztes Ausscheidungsprodukt aus dem Magma. Er füllt die Lücken zwischen den andern Gemengteilen aus und liefert, wie schon erwähnt, die zierlichen granophyrischen Verwachsungen mit Feldspat.

Akzessorisch sind Titaneisen in zerhackten, skeletartigen Formen, wie sie Doermer[2]) abbildet, brauner Magnesiaglimmer in feinen zarten Läppchen und Apatit in Nadeln. Durch die Einwirkung der Atmosphärilien sind chloritische und serpentinartige Massen entstanden.

Die Zusammensetzung der Grundmasse entspricht dem

---

[1]) Vergl. H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie 1896. **2.** S. 1100.

Otto Reuber, Die Basalte südlich von Homberg a. d. Etze bis zum Knüllgebirge. N. Jahrb. f. Min. **19.** S. 552. 1904.

[2]) Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. N. Jahrb. f. Min. **15.** S. 627. 1902.

körnigen Diabas. Sie besteht aus Feldspat in Leistenform, Augit, Quarz, Erzkörnchen und braunen Glimmerblättchen. Glas fehlt ganz, selbst in den dichtesten Varietäten des Diabases.

Das Gestein ist ein Quarzdiabas vom Typus des Konga-diabases, wie ihn Törnebohm[1]) aus Schweden beschreibt.

Im Anschluß hieran möchte ich ein dunkelgrünlich graues Gestein erwähnen, welches auch den Diabasen zuzurechnen ist. Dasselbe stammt von den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Das ganze Gestein ist aber vollständig zersetzt. Nur die Feldspäte sind noch gut erhalten. Sie bilden lange dünne Nadeln, die in strahlig-büschelförmigen Bündeln und sphärolithisch angeordnet sind.

Der Augit der Grundmasse ist vollständig in Serpentin und Kalkspat umgewandelt. Die einsprenglingsartigen, größeren Augite bestehen nur noch aus Calcit. Zwischen den grünen chloritischen Substanzen der Grundmasse liegen kleine Körnchen und Stäbchen von Erz.

II. Die basaltischen Gesteine.

Einleitung.

Wie schon in der Einleitung zu der ganzen Arbeit auseinandergesetzt wurde, besteht die äußere Zone der westgrönländischen Küste aus tertiären und kretazeïschen Sandsteinen und Tonschiefern, welche von basaltischen Gesteinen in Gängen durchbrochen und deckenförmig überlagert werden.

Solche basaltischen Gesteine, die „Trappformation" älterer Autoren, finden sich in dem mittleren und nördlichen Teil des von der Grönland-Expedition durchforschten Gebietes.

Aus der Gegend von Jakobshavn und nördlich davon bis zum Beginn der Nugsuak-Halbinsel liegen keine basaltischen Gesteine vor. Um so weiter verbreitet sind sie aber auf der Halbinsel Nugsuak. Während der östliche Teil derselben vorwiegend aus Gesteinen der Gneisformation aufgebaut ist, besteht ihr westlicher Teil aus jungen Sedimenten und basaltischen Gesteinen.

Aber auch hier ist es nicht leicht, frisches anstehendes Gestein zu beobachten. Das meiste Material lieferten die Moränen der in den Umanak-Fjord auslaufenden Gletscher von Kome, Sermiarsut und Asakak. An der südlichen Küste durchbricht bei Kekertak ein Basaltgang das kristalline Grundgebirge.

Im Gebiet des Karajak Nunatak fanden sich keine basaltischen Gesteine, da hier ausschließlich die Gneisformation die herrschenden Gesteine bildet. Von dorther gesammelte Basalte

[1]) Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. N. Jahrb. f. Min. 1877. S. 262.

sind Fremdlinge und als Moränen-Material aus anderen Gebieten herbeigeschafft worden. Erst wieder auf den Inseln und Moränen im Sermilik- und Ignerit-Fjord waren die Sedimentgesteine mit Basaltgeröllen vermischt.

Größere zusammenhängende Basaltgebiete bilden die Insel Ubekjendt Eiland, die Svartenhuks-Halbinsel, auf welcher beim Kap Cranstown und beim Haus für Reisende Basalte gesammelt wurden, Söndre Upernivik und Kekertarsuak. Auf der Halbinsel Umiamako kommt der Basalt in einzelnen Gängen vor. Ganz im Norden und ganz im Süden des Gebietes fehlen die basaltischen Gesteine. Dort tritt, wie schon erwähnt, die innere Küstenzone der kristallinen Schiefer bis an das Meer heran.

Was die Verbreitung der Basalte in Grönland betrifft, so sei auf die Untersuchungen und auf die Karte von R. Hammer und K. J. V. Steenstrup 1878—1880[1]) verwiesen.

Im Gegensatz zu den schroffen Abfällen und den abgerundeten welligen Oberflächenformen der Gesteine der kristallinen Schiefer geben die Basaltdecken durch ihren stufenförmigen Aufbau der Landschaft ein anderes Bild.

In den meisten Fällen sind die basaltischen Gesteine große mächtige Decken, welche zumeist horizontal gelagert sind, wie z. B. an der Nordküste von Nugsuak, auf der Außenküste der Svartenhuks-Halbinsel, an den Küsten der Ignerit-Halbinsel und an anderen Stellen. Geneigte Lagen der Basaltdecken finden sich auf Ubekjendt Eiland nördlich der kleinen Handelsstelle Igdlorsuit und auf den gegenüberliegenden Küsten der Svartenhuks-Halbinsel.

Die einzelnen Lagen haben eine sehr verschiedene Mächtigkeit. Dieselbe wechselt nach Steenstrup[2]) von 3 bis 30 Metern. Die einzelnen Lagen sind durch rote dünne Schichten von einander getrennt. Da die Verwitterung die oberen Lagen zuerst angreift, so entstehen Stufen, welche bisweilen bis zur Hälfte mit den heruntergewitterten Blöcken bedeckt sind.

Wenn man also vom Meere aus sich nach dem Innern des Landes zuwendet, so steigen vor einem die Basaltwände in treppenförmigem Bau auf, indem die oberen Lagen immer weiter zurücktreten. Die obersten haben sich teilweise nur in einzelnen Fetzen erhalten.

Diese ganz regelmäßig gebauten Trappküsten geben der

---

[1]) Kaart over Nord Grónland fra 69° 10′—72°′ 35′ N. Br. God-havn-Pröven. Meddelelser om Grónland 4. Kjóbenhavn 1893, Taf. VIII, 2. Aufl.

[2]) Bidrag til Kjendskab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord Grónland. Ebenda 4. 1893, S. 185, 2. Aufl.

Landschaft etwas gleichförmiges. Erst durch die aus den leicht verwitterbaren Sandsteinen und Tonschiefern herausgewitterten Basaltgänge, welche sich kulissenartig in das Meer vorschieben, gewinnt die Küste, welche dadurch in scharfe Wände und spitze turmartige Obelisken aufgelöst wird, ein groteskes Aussehen.

Auf der Oberfläche bildet die Basaltlandschaft weite Ebenen, in welche die Bäche steile Täler eingeschnitten haben.

Von Absonderungsformen des Basaltes ist die säulenförmige die herrschende. Besonders gut zeigen dies Proben von der Moräne des Asakak-Gletschers im Norden der Halbinsel Nugsuak.

Petrographische Beschreibung der basaltischen Gesteine.

Die folgende Beschreibung gibt eine Übersicht über die petrographischen Verhältnisse, welche die von der Grönland-Expedition gesammelten Gesteine bei makroskopischer und mikroskopischer Betrachtung darbieten. Es sollen dabei zuerst die einzelnen mineralogischen Bestandteile der Gesteine und darnach die Arten der letzteren besprochen werden.

A. Die einzelnen Mineralien.

1. Feldspat.

Der wichtigste Gemengteil der basaltischen Gesteine Grönlands ist der Feldspat. Derselbe ist ein Kalk-Natron-Feldspat und zwar ein solcher von größerem Kalkgehalt.

Die Schiefe der Auslöschung auf Schnitten $\perp$ c mit den Spaltrissen nach o P (001) betrug ca. 40^0, was auf einen Feldspat vom Charakter des Bytownit hindeutet.

Die Feldspatleisten der Grundmasse zeigen im Durchschnitt eine geringere Auslöschungsschiefe. Sie besitzen nicht den starken basischen Charakter der Einsprenglinge und gehören mehr dem Oligoklas und Andesin an.

Der Feldspat liegt in den mannigfaltigsten Größenverhältnissen vor. Die Kristalle sinken von fast 1 cm Länge bis zu den allergeringsten Dimensionen herab, sodaß zu ihrer Betrachtung die stärksten Vergrößerungen angewendet werden müssen.

Der Habitus der Feldspateinsprenglinge ist meist säulenförmig nach $\breve{a}$. Die herrschenden Formen sind: P = o P (001); M = ∞ P $\breve{\infty}$ (010); l = ∞ P' (110); T = ∞' P ($1\bar{1}0$); sowie x = ,P, $\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) und y = 2 ,P, $\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$).

Wenn der Feldspat in zwei Generationen vorhanden ist, so ist der als Einsprengling in den porphyrisch ausgebildeten Basalten auftretende nicht selten tafelförmig nach M = ∞ P $\breve{\infty}$ (010)

entwickelt. Die Feldspate der nicht porphyrischen Basalte und besonders diejenigen der Grundmasse sind stets leistenförmig.

Solche tafelförmigen und breitleistenförmigen Feldspate liegen entweder einzeln oder häufen sich in größerer Menge an und erscheinen in knäuelartiger Durchdringung durcheinander gewachsen.

In den Glasbasalten, welche auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak gefunden wurden, haben sich die Feldspate in Form von Skeletten ausgebildet. Die ursprünglich scharf begrenzten Leisten fasern an den Enden aus und werden, bei noch geringerer Ausbildung, zur Doppeltstiefelknechtform, ähnlich den bekannten Olivinskeletten. Je kleiner die Skelette werden, um so besser prägt sich die Form aus.

Die Feldspate der Einsprenglinge und Grundmasse sind gewöhnlich nach dem Albitgesetz verzwillingt. Bei weitem seltener finden sich rechtwinkelige und schiefwinkelige Durchkreuzungen zweier Feldspatleisten. Es sind dies die gleichen Zwillingsbildungen, welche F. Rinne[1]) an norddeutschen Basalten beschrieben hat.

Eine Verwachsung von Feldspaten verschiedener chemischer Zusammensetzung wird durch die Zonarstruktur dargetan. Doch tritt dieselbe in diesen Gesteinen seltener in Erscheinung. Dabei zeigt es sich, daß die Abgrenzung der inneren Zonen häufig nicht mit der äußeren Umgrenzung des Kristalles übereinstimmt. Vielfach tritt die Zonenbildung nur schwach hervor.

Manche Feldspate zeigen leichte Krümmungen der Leisten, die wohl als Wachstumserscheinungen aufgefaßt werden können. Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen lassen sich vielfach beobachten. Der häufigste Vorgang ist die Umwandlung der Feldspate zu Kaolin. Dabei findet nicht selten eine Infiltration serpentinartiger Substanzen statt, welche der Zersetzung der Olivine und Augite entstammen. Auch in Zeolithe mit schwacher Doppelbrechung sind die Feldspate gelegentlich umgewandelt. Bei einer anderen Art der Verwitterung des Gesteins wird der Feldspat opalisiert. Dieser Vorgang hat meistens den ganzen Kristall ergriffen, und nur wenige Stellen von Feldspatsubstanz sind übrig geblieben.

2. Augit.

Auch der Augit erscheint nicht immer in zwei gesonderten Generationen; die nicht porphyrischen Basalte und die Limburgite weisen ihn nur als Grundmassengemengteil auf.

---

[1]) Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. der Kgl. Preuss. geol. L.-A. für 1892. S. 48—49.

Nächst dem Feldspat ist er die wichtigste Komponente der Gesteine. In seiner Menge kommt er mindestens dem Feldspat gleich, ja vielfach übertrifft er diesen um ein Bedeutendes. Durch Vorherrschen des Augits bilden sich schließlich Gesteine heraus, die zum Limburgit hinüber führen.

Makroskopisch bildet der Augit dunkel- bis schwärzlichgrüne Kristalle, die im Dünnschliff farblos sind oder eine strohgelbe und grünlichgelbe Farbe annehmen. Nicht selten sind außerdem grauviolette, titanhaltige Augite.

In der Regel ist der Augit ohne scharfe Kristallbegrenzung ausgebildet; er tritt sowohl als Einsprengling als auch besonders in der Grundmasse in Körnerform auf. In diesem Falle bildet er spitze, zackige Körner, welche sich als Ausfüllungsmasse in die zwischen den Feldspatleisten frei gebliebenen Räume einfügen. Wenn er als Einsprengling mit eigenen Kristallformen erscheint, so ist die bekannte Begrenzung ∞P (110), $\infty P \breve{\infty}$ (010) und $\infty P \bar{\infty}$ (100) in der Säulenzone zu beobachten. In den glasfreien resp. glasarmen Grundmassen bildet er rundliche und eckige Körner. Reichert sich jedoch mehr Glas in der Grundmasse an, so bildet der Augit kurze, dicke Säulen.

Zwillingsbildungen nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) kommen vor. Dieselben erscheinen in der Regel als zwei ungefähr gleich große Individuen, ebenso wie auch in der Form einer eingeschalteten Lamelle. Polysynthetische Zwillingsbildungen in Form mehrerer eingelagerter Lamellen konnten nicht beobachtet werden.

Deutliche geschlossene Zonenbildung, welche auf eine isomorphe Verwachsung verschiedener Augite deuten würde, fehlt. Auf eine Erscheinung dieser Art weisen die Sanduhrstrukturen hin.

Die Augite liegen entweder einzeln durch das ganze Gestein hin zerstreut oder gruppieren sich in größerer Anzahl und bilden dann die sogenannten „Augitaugen“. Bemerkenswert sind Verwachsungen von Augit, die sich zu sphärolitischen Gebilden, wie sie schon im Diabas vom Karajak Nunatak beschrieben wurden, angeordnet haben.

Einschlüsse sind in den Augiten der grönländischen Basalte häufig zu beobachten gewesen, besonders Glas. Es ist in parallelen Reihen angeordnet und erfüllt zuweilen den Augit vollständig. Das Glas ist farblos, auch wenn es in der Grundmasse braun gefärbt erscheint. In diesem Falle ist das ursprünglich ebenfalls braune eingeschlossene Glas von dem wachsenden Kristall entfärbt worden. Mehr untergeordnet sind Gasporen und Einschlüsse von andern Mineralien, von welchen Apatit, Olivin und besonders Erz zu nennen sind. Das letztere bildet entweder unregelmäßige Körner oder langgezogene, strichförmige Interpositionen. Auch

der Feldspat ist nicht selten. Im Feldspatbasalt von der Moräne von Nugsuak befindet sich ein großer Augit mit Feldspatleisten pfeilartig durchspickt. Häufiger ist der Einschluß von Augit im Feldspat, wie es nach der normalen Reihenfolge der Kristallausscheidungen zu erwarten steht.

Vielfach zeigen die Augite eine undulöse Auslöschung. Die Ursachen für dieselbe sind entweder in Druckwirkungen oder auch in isomorphen Mischungen zu suchen.

Entsprechend der großen Neigung der Basalte des behandelten Gebietes zur Verwitterung, ist auch die Umwandlung der Augite eine recht häufige und mannigfache Erscheinung. Vom Rande aus findet eine Abscheidung von Eisenhydroxyd statt, sodaß der Augit mit einem rotbraunen Rand umgeben erscheint. Dieser Vorgang ist aber relativ selten. Viel häufiger ist die vollständige Chloritisierung und Serpentinisierung des Augits. Dieselbe beginnt vom Rande und von Spalten aus und zerstört den ganzen Kristall. Derselbe wird dabei in einzelne Körner aufgelöst. Bei fortschreitender Verwitterung bilden sich Carbonate. In manchen Gesteinen ist der ganze Augit der Grundmasse in eine bräunliche, serpentinartige Masse umgewandelt; die hohen Interferenztöne sind dabei verloren gegangen. Diese Massen sind von stark doppelbrechenden Körnchen von Carbonaten durchspickt.[1]

3. Rhombischer Augit.

Der rhombische Augit ist in den vorliegenden Basalten ein recht seltener Gast. Als Hauptbestandteil findet er sich nur in Basalten von zwei Fundorten: in dem bei Kome gefundenen, sehr dichten, augitreichen Basalt, welcher sich durch die schmitzenförmigen Einsprenglinge von Erz auszeichnet, und in einem solchen mit körniger Grundmasse, dessen genauer Fundort unbekannt ist.

In dem ersteren Gestein bildet er kleine längliche Einsprenglinge mit zackigen Umgrenzungsformen, in dem letzteren gut ausgebildete Kristalle. Unter dem Mikroskop ist er farblos oder schwach gelblich und besitzt nur geringe Doppelbrechung.

In dem letzten Gestein bildet der Hypersthen die bekannten Durchkreuzungszwillinge nach dem Doma P $\breve{\infty}$ (011), welche schon vielfach beschrieben worden sind.[2] Nach Becke beträgt der

[1] Vergl. L. Milch: Aus einem Augit hervorgegangene Carbonate. Centralblatt f. Min. 1903, S. 505—509.

[2] Vergl. F. Becke: Über Zwillingsverwachsungen gesteinsbildender Pyroxene und Amphibole. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt. N.F. 7. 1886. S. 96.

Max Belowsky: Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Reiss u. Stübel. Reisen in Süd-Amerika. **1.** 1. 1892. S. 34.

Ernst Elich: Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. Ebenda 1893. S. 159.

Winkel zwischen den c-Axen der beiden Zwillingsindividuen ungefähr 61⁰. Es wurden hier fast 60⁰ gemessen, wobei das eine Individuum genau orientiert, das andere wenig schief auslöscht.

Besonders gern findet eine Parallelverwachsung des Hypersthens mit monoklinem Augit statt. Es erfolgt dies in der Form eines schmalen Saumes von monoklinem Augit, welcher den in der Längsrichtung getroffenen Hypersthen-Individuen anliegt. Während der letztere aber ein einheitliches Individuum darstellt, besteht der Augitsaum aus einzelnen Körnchen, welche aber gleichzeitig auslöschen. Diese Erscheinung ist von Herz[1]) ausführlich beschrieben worden.

Der Hypersthen ist reich an Einschlüssen. Besonders hat er Glasteilchen der Grundmasse bei seinem Wachstum eingeschlossen. Dieselben füllen die Mitte in der Form der äußeren Begrenzung aus und lassen den Rand frei. Die Glasinterpositionen werden länglich und bilden dann strichförmige, parallel angeordnete Einschlüsse. Braune Massen von Eisenhydroxyd und staubförmiges Erz sind nicht selten anzutreffen. Eingeschlossene Mineralien sind selten. Hin und wieder war monokliner Augit zu bemerken.

In beiden Gesteinen vertritt der Hypersthen die Rolle des Olivins. Der letztere ist nur spärlich vertreten und dann ganz serpentinisiert; das Gestein von Igdlorsuit ist ganz olivinfrei. Trenzen[2]) vermutet, daß „der rhombische Augit sein Dasein nicht zum geringsten Teile einer magmatischen Resorption des Olivins verdankt."

4. Olivin.

Makroskopisch liegt der Olivin in ölgrünen, unregelmäßigen Tropfen in den dunklen Basalten. In den Limburgiten ist er oberflächlich und auf Kluftflächen in Brauneisen umgewandelt und hat dadurch einen rötlichen und grünlichen Metallglanz erlangt.

Die Formenentwickelung ist in der Mehrzahl der Fälle charakteristisch, besonders wenn das Gestein glasreich ist oder wenn wenigstens die Grundmasse in ihrer körnigen Ausbildung gegen die Einsprenglinge bedeutend zurücktritt. Man erkennt die typischen Olivindurchschnitte mit der Begrenzung $2\,P\breve{\infty}$ (021), $\infty P \breve{\infty}$ (010) und ∞P (110). Diese Begrenzungen gehen aber verloren, und es entstehen dann regellose rundliche Körner. Im Feldspatbasalt von Umiamako kommt der Olivin sowohl in breiten tafelförmigen Kristallen mit der gewöhnlichen Begrenzung als auch

[1]) Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Aus Reiss u. Stübel. Reisen in Süd-Amerika. 1. 1. 1892. S. 113.

[2]) Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. N. Jahrb. f. Min. 1902. 2, S. 41.

in langen säulenförmigen Kristallen vor, bei welchen der große Durchmesser den kleinen um das Sechszehnfache übertrifft. Zwillingsbildungen konnten nicht beobachtet werden.

Die zuweilen in Erscheinung tretende Zusammenhäufung von Olivinkörnern ist wohl aus einem Zerfall größerer Olivine hervorgegangen. Eigentliche Olivinaugen wurden nicht beobachtet.

Die Olivinspaltbarkeit nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) zeigte sich in feinen parallelen Rissen. Es treten aber auch grobe, unregelmäßige Spaltrisse auf, welche den Olivin quer zur Längsrichtung durchsetzen und als Blätterdurchgang nach o P (001) gedeutet werden müssen.

An Einschlüssen ist der Olivin reich. Als solche sind in erster Linie Gasporen und Glas zu nennen. Die Glaseinschlüsse nehmen so zu, daß der ganze Kristall wie mit einem feinen Staube angefüllt erscheint. Ein zonarer Bau macht sich dadurch bemerkbar, daß die staubförmigen Glaseinschlüsse nur in der Mitte liegen und sich scharf gegen den klaren Rand abheben. Von Mineralien kommen Magnetit und kleine, braune, würfelförmige und oktaëdrische Picotite resp. Chromite vor.

Von mikroskopischen Umwandlungsvorgängen sind nur wenige Olivine ganz frei. Dieselben beginnen am Rande und auf Spaltrissen. Der häufigste Prozess ist die Umwandlung in grünen und gelblichen Serpentin. In seltenen Fällen beginnt dieselbe im Innern des Kristalls, ohne Spaltrisse als Ausgang zu nehmen. Die faserigen Neubildungen stehen senkrecht auf den Spaltrissen und Kristallflächen, an denen sie entstanden sind. Ist der ganze Kristall umgewandelt, so bildet er ein wirres Netz von Serpentinfasern in der wohlerhaltenen Olivinform.

Bei sehr eisenreichen Olivinen kommt es zu einer Ausscheidung von rotem Eisenhydroxyd. Solche eisenreiche Olivine sind besonders in den Limburgiten von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland enthalten. Aber nur wenige sind unzersetzt. Die Umwandlung geht vom Rande aus. Derselbe wird zuerst hellbraun, dann dunkelbraun und zuletzt schwarz, wobei er immer mehr an Breite gewinnt. Von dem schwarzen Rande gehen dicke, gewundene Fäden in das Innere des Kristalls hinein, bis der klare Kern nur noch in einzelnen Lamellen vorhanden oder ganz verschwunden ist. Die feinsten Fäden bestehen, wie die Margarite, aus kleinen Körnchen. Der Olivin ist dadurch pleochroitisch geworden, und zwar bewegt sich der Pleochroismus in hell- und dunkelbraunen Tönen, eine Erscheinung, welche Rinne [1]) an nord-

[1]) Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. der Kgl. Preuß. geol. L.-A. für 1892. S. 54.

deutschen Basalten beschrieben hat.

In einem gangförmig auftretenden Basalt von der Insel Kekertak im Umanak-Fjord, in welchem die feinkörnige Grundmasse in starken Gegensatz zu den Einsprenglingen tritt, findet sich der Olivin in wohl begrenzten Formen. Magmatische Korrosionen haben ihn stark ausgebuchtet, sodaß vielfach nur noch eine schmale äußere Hülle stehen geblieben ist. Die Olivinsubstanz selbst ist in braunschwarzes Eisenoxyd umgewandelt, und nur winzige Kerne von Olivin sind übrig geblieben. Um den schwarzen Olivin liegt eine schmale Zone von Augitkriställchen, welche senkrecht auf den Olivinflächen stehen. Während die Grundmasse überall mit feinen Erzkörnchen angefüllt ist und infolgedessen ein schwärzliches Aussehen besitzt, haben die Olivine bei ihrem Wachstum das Eisen aufgenommen und die Grundmasse entfärbt, sodaß diese entsprechend der Umgrenzung der Olivine und im Innern der schmalen Hülle hellbraun geworden ist. Der Olivin kommt nur als Einsprengling vor; in der Grundmasse fehlt er.

5. Glimmer.

Der Glimmer fehlt in den vorliegenden Feldspatbasalten fast vollständig. Nur in einem Gestein vom Karajak Nunatak findet er sich als brauner Magnesiaglimmer in unregelmäßigen Lappen in der Grundmasse verteilt. An ihnen ist deutlich Pleochroismus wahrzunehmen. Ebenso ist er in einigen größeren Blättchen in einem zersetzten Glasbasalt von den Moränen der Halbinsel Nugsuak vorhanden.

6. Magnetit.

Der Magnetit ist makroskopisch in den Basalten nicht sichtbar. Mikroskopisch jedoch ist er in drei- und vierseitigen Durchschnitten sowie in regellosen Körnern durch das ganze Gestein zerstreut. In dem Hypersthen-Basalt von der Moräne des Kome-Gletschers bildet er regellose, durch den ganzen Schliff verteilte Schmitzen. Häufiger sind seine zierlichen, skeletartigen Formen. Er bildet Aggregate, die aus zwei Axen von aneinandergereihten Oktaëdern gebildet sind, an welchen wiederum kleine Äste angeheftet sind. Auch farnkrautähnliche Erscheinungen sind nichts seltenes. Wenn der Magnetit verwittert, so bildet sich um ihn ein Hof von braunem Eisenhydroxyd.

Die Ausscheidung des Magnetits erfolgte zu allen Zeiten der Gesteinsverfestigung. Denn man findet ihn sowohl als Einschluß im Olivin, der doch eines der frühesten Ausscheidungsprodukte des Magmas ist, als auch als letztes Ausscheidungs-

produkt in den feinsten Zwickeln mit Glas zusammen. Besonders häufig ist er mit Glas vergesellschaftet.

7. Titaneisen.

Auch das Titaneisen ist in den vorliegenden Basalten nur mikroskopisch wahrnehmbar. Es bildet feine Blättchen und langgezogene, schmale Leisten, die an den Rändern manchmal skeletartig ausgezackt erscheinen; diese Leisten gehen in feine Nadeln über. Nesterweise ist das Titaneisen globulitisch ausgebildet, und die Globulite ordnen sich zu Reihen an, die wirr durcheinander verlaufen.

8. Apatit.

Ein akzessorischer, sehr seltener Bestandteil der nordgrönländischen Basalte ist der Apatit. Er erscheint in langen dünnen Nädelchen mit Quergliederung und negativem Charakter der Doppelbrechung in der Längserstreckung.

9. Chromit resp. Picotit.

Chromit resp. Picotit findet sich als Einschluß in den Olivinen der Basalte mit Intersertalstruktur. Das Mineral bildet kleine, braune, isotrope Oktaëder mit starkem Brechungsvermögen. Da die Körner wegen ihrer geringen Größe nicht gut zu isolieren sind, so ist die Entscheidung, ob sie dem Chromit oder dem Picotit angehören, nicht zu treffen.

B. Petrographische Beschreibung der basaltischen Gesteine und ihrer Vorkommen.

Die basaltischen Gesteine der Westküste Nordgrönlands und ihrer vorgelagerten Inseln bestehen aus Feldspatbasalten, Basaltgläsern und Limburgiten.

Die Feldspatbasalte kommen in recht verschiedenartigen Varietäten vor, die sich einmal durch den Gehalt an Olivin, sodann durch die Struktur unterscheiden. In den einzelnen Gruppen zeigen die Gesteine ferner durch die Färbung, durch ihr massiges oder mandelsteinartiges Gefüge und durch den verschiedenartigen Gang der Verwitterung ein recht mannigfaltiges Aussehen.

1. Feldspatbasalte.

a. Olivinfreie Feldspatbasalte.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung können die Feldspatbasalte in olivinfreie und olivinhaltige eingeteilt werden.

Die olivinfreien Feldspatbasalte sind den olivinhaltigen gegenüber durchaus in der Minderzahl. Sie finden sich haupt-

sächlich als Gerölle auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Ihrer Ausbildungsweise nach sind sie sowohl mit gleichmäßig körniger Struktur als auch mit Porphyrstruktur vorhanden.

Zu den olivinfreien Basalten mit gleichmäßig körniger Struktur gehören dichte, feinkörnige Gesteine von verschiedener Art der Verwitterung. Ein Teil derselben ist noch frisch, wenn auch schon eingestreute Serpentinkörnchen den Verwitterungsprozeß andeuten. Andere sind zu schmutzig roten Massen verwittert, die in Hohlräumen milchweißen und farblosen Chalcedon enthalten. Gekörneltes Glas ist vorhanden, wenn auch selten. Der Augit ist vielfach in Carbonate umgewandelt. Die rote Farbe des Gesteins wird durch ausgeschiedene orangerote Eisenverbindungen hervorgerufen.

Zu den Basalten mit phorphyrischer Struktur, die von der Moräne des Asakak-Gletschers auf der Halbinsel Nugsuak stammen, müssen einige Basalte gerechnet werden, welche einen deutlichen Unterschied von Einsprenglingen und Grundmasse aufweisen. Es sind frische, dunkelgraue Gesteine, welche die säulenförmige Absonderung der Basalte deutlich erkennen lassen. Die Säulen besitzen einen vier- und fünfseitigen Durchschnitt.

In den olivinfreien Basalten findet sich sehr häufig rhombischer Augit, welcher gewissermaßen den Olivin ersetzt. Schon Trenzen[1]) vermutet, daß „der rhombische Augit sein Dasein nicht zum geringsten Teile einer magmatischen Resorption des Olivins verdankt."

Solche Basalte mit rhombischem Augit wurden auf den Moränen des Kome-Gletschers der Halbinsel Nugsuak gefunden. Sie bilden sehr dichte, dunkelrostbraune, von unregelmäßigen Klüften durchsetzte Gesteine. Davon verschieden ist ein Gestein, bei welchem die nähere Fundortsangabe fehlt. Es ist nicht so feinkörnig wie das vorhergehende und besitzt eine schwarzgraue Farbe mit braungelben Flecken.

Dieses Gestein enthält eine intersertale Grundmasse, welche zur Hälfte aus braunem Glase besteht. In diesem letzteren liegen Leisten von Plagioklas und regellose Körnchen von Augit sowie feine Blättchen und Nadeln von Titaneisen; um die letzteren ist das braune Glas in einer schmalen Zone entfärbt. Als Einsprenglinge fungieren große rhombische Augite, welche an ihren Längsseiten mit einem schmalen Augitsaum umgeben sind. Die rhombischen Augite bilden gern die schiefen Durchkreuzungszwillinge nach dem Doma P $\breve{\infty}$ (011).

---

[1]) Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. N. Jahrb. f. Min. 1902. 2. S. 41.

Die makroskopisch sichtbaren gelben Flecke werden dadurch hervorgerufen, daß das braune Glas hellgelb geworden ist und Erz an diesen Stellen vollständig fehlt.

Das am Kome-Gletscher aufgefundene Gestein ist ein sehr dichter Basalt. Seine Grundmasse besteht aus lichtbräunlichem Glase, in welchem feine Feldspatleisten und in großer Menge Augitkörnchen eingebettet liegen. Die kleinsten Erzkörnchen sind kreisrund. Werden dieselben größer, so bilden sie langgezogene, unregelmäßig begrenzte Schmitzen. Durch ihre parallele Anordnung lassen sie Fluidalstruktur erkennen. Bei der Verwitterung gehen die Schmitzen randlich in gelbliches Eisenhydroxyd über. Das Glas der Grundmasse ist hellbraun, stellenweise farblos und dann reich mit trichitischen Gebilden angefüllt. In diesen Glaszwickeln sind die Feldspate zu reichlicherer Ausscheidung gelangt.

Die Einsprenglinge werden von rhombischen Augiten gebildet. Diese erscheinen in kleinen leistenförmigen Kristallen mit wenig scharfer Begrenzung. In ihnen sind Einschlüsse von Glas und rundlichen Erzkörnchen häufig.

b. Olivinführende Feldspatbasalte.

Nach der Struktur lassen sich die Feldspatbasalte in solche mit gleichmäßig körniger Struktur und in solche mit porphyrischer Struktur einteilen.

α. Die Feldspatbasalte mit gleichmäßig körniger Struktur.

Die nicht porphyrischen Feldspatbasalte treten den porphyrischen gegenüber durchaus in den Hintergrund. Es sind dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine, welche z. T. zu schwärzlich-rötlichen Massen verwittert sind. Sie stammen aus dem nördlicheren Teile des Gebietes.

Die Gesteine sind makroskopisch alle meist dicht. Unter dem Mikroskop vermag man jedoch gröbere und feinere Varietäten zu unterscheiden.

Die relativ am wenigsten feinkörnige Varietät findet sich auf der Svartenhuks-Halbinsel. Es ist ein dunkelgraues, feinkörniges, poröses Gestein mit Mandelräumen, welche von Stecknadelkopfgröße an langgestreckte, bohnenähnliche Formen erreichen. Stellenweise sind dieselben mit rötlichgelbem Kalkspat ausgefüllt, der sich auch auf Klüften angesiedelt hat. Der Feldspat bildet lange Strahlen, zwischen denen sich Augit- und Erzkörnchen angereichert haben. Glas fehlt. Grüne Serpentinmassen, welche teilweise von Olivin herrühren, durchziehen das Gestein. Bei

ihnen hat sich der Magnetit in dendritischen Formen ausgebildet.

Diesem ähnlich ist ein schwärzlich-grünes Gestein von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland. Schon seine Farbe deutet auf den reichlicheren Gehalt an Serpentin hin, der, wie noch vorhandene Formen beweisen, aus Olivin hervorgegangen ist. Der Augit findet sich in strahligen, z. T. skeletartigen Formen.

Ebendaher stammt ein schwarzer, nicht porphyrischer Feldspatbasalt mit makroskopisch gleichmäßig dichtem Gefüge, der an seiner Oberfläche eine dünne poröse Rinde aufweist. Bei ihm ist der Olivin nur in ganz geringer Menge vorhanden, und Glas fehlt gänzlich.

Noch nördlicher, auf Söndre Upernivik, wurde ein ähnliches Gestein von schmutzigroter Farbe gefunden. Dasselbe besitzt kleine unregelmäßige Hohlräume, die mit Carbonaten, Serpentin und Chalcedon ausgefüllt sind. Die Grundmasse ist durch Eisenverbindungen rötlich und braun gefärbt, grüne serpentinartige Massen rufen darin eine Abwechslung hervor. Der Augit ist zersetzt, und nur die Feldspatleisten haben sich frisch erhalten.

Am dichtesten werden die nicht porphyrischen Feldspatbasalte in dunkelgrauen bis schwärzlichen Gesteinen aus der Umgebung des Hauses für Reisende auf der Svartenhuks-Halbinsel. Dieselben enthalten platte, mandelförmige Hohlräume, die mit Skolezit und Chabasit angefüllt sind. Die Gesteine sind reich an Augit und von Serpentinmassen durchschwärmt, welche teilweise noch die Form des Olivins aufweisen.

β. Die Feldspatbasalte mit Porphyrstruktur.

Die porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalte machen im Norden der grönländischen Westküste den Hauptbestandteil der die Sandsteine und Schiefer durchbrechenden basaltischen Gänge aus. Es sind schwarze, durch Verwitterung rötlich und bräunlich gefärbte Gesteine mit großem Augitgehalt in der Grundmasse. Viele derselben sind mandelsteinartig ausgebildet, und in den Mandeln sitzen sekundär entstandene Mineralien.

Die drei basaltischen Hauptgebiete der hier in Betracht kommenden Küste werden durch die Insel Disko, durch die Halbinsel Nugsuak und durch die Svartenhuks-Halbinsel dargestellt. Die Insel Disko wurde von der Drygalski-Expedition nicht mit in die Untersuchungen hineingezogen. Die Hauptmasse der gesammelten Basalte stammt deshalb von den beiden Halbinseln. Hier liegt auch das Hauptverbreitungsgebiet der porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalte Nordgrönlands.

Auf Nugsuak sind es die Moränen des Kome- und Asakak-

Gletschers, welche porphyrische Feldspatbasalte geliefert haben. Auf der Svartenhuks-Halbinsel wurde am Kap Cranstown und am Haus für Reisende gesammelt. Die Basaltzone reicht bis zur Insel Söndre Upernivik hinauf. Das Gebiet zwischen der Nugsuak- und Svartenhuks-Halbinsel ist fast frei von Basalten. Nur bei Semiersut im Umanak-Fjord, im Ignerit-Fjord und auf der Halbinsel Umiamako wurden Basalte mit porphyrischer Struktur gefunden. Ein größeres Basaltgebiet dieser Art bildet in dieser Gegend die Insel Ubekjendt Eiland.

αα. Die porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalte mit rein divergentstrahliger Struktur.

Wenn man die einzelnen Vorkommen von porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalten näher betrachtet, so lassen sie sich in erster Linie nach dem Grad ihrer Korngröße gruppieren.

Die am gröbsten ausgebildeten Abarten finden sich am Haus für Reisende auf der Svartenhuks-Halbinsel und auf der Halbinsel Umiamako. Die ersteren sind schwarze, dichte Gesteine mit einer rostbraunen Verwitterungsrinde und ölgrünen eingesprengten Olivinen. Die letzteren besitzen zweierlei Ausbildungsweisen: sie erscheinen entweder breit tafelförmig oder in langen schmalen Leisten. In dem zweiten Gestein, welches eine graue Farbe und poröse Oberfläche besitzt, sind die Olivine klein und größtenteils serpentinisiert. Beide Gesteine besitzen rein divergentstrahlige Struktur ohne eine Beimischung von Glas.

Je feinkörniger nun die Grundmasse wird, um so mehr tritt der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und dieser hervor. Der Charakter der Gesteine bleibt jedoch derselbe.

Einen Übergang zu den feinkörnigsten Feldspatbasalten dieser Abteilung bilden einige Gesteine von den Moränen der Halbinsel Nugsuak, aus dem Ignerit-Fjord, von Igdlorsuit und von der Svartenhuks-Halbinsel. Das frischeste Gestein ist der olivinführende Feldspatbasalt aus dem Ignerit-Fjord, ein dunkelgraues Gestein mit glasigen, hellgrünen Einsprenglingen von Olivin. Der Augit fehlt als Einsprengling, ist aber reichlich in der Grundmasse vertreten. Der Olivin ist frisch und zeigt nur am Rande und auf Spaltrissen eine Umwandlung in hellgrüne, serpentinartige Massen. Das Erz tritt etwas zurück. Seine langspießigen und zackigen Formen weisen auf Titaneisenerz hin.

Das Gestein von den Moränen von Nugsuak wird durch ein hellgraues Rollstück repräsentiert. Es zeigt den soeben beschriebenen Typus; nur ist es nicht mehr ganz so frisch, sondern in der Grundmasse mit Serpentinschmitzen durchsetzt.

In den von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland und von der

Svartenhuks-Halbinsel stammenden Gesteinen ist der Olivin bei gut erhaltener äußerer Form in Serpentin umgewandelt. Spalten, welche das Gestein durchsetzen, sind ebenfalls mit faseriger serpentinartiger Masse ausgefüllt. Das erste ist ein Mandelstein, den infolge der Verwitterung ausgeschiedenes Eisenhydroxyd rostbraun gefärbt hat, das zweite ein schmutzig grünes Gestein von dichter Beschaffenheit. Bei beiden tritt neben dem Feldspat und Olivin auch der Augit als Einsprengling auf.

Die feinkörnigsten Feldspatbasalte dieser Gruppe stammen von den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Es sind dichte, schwärzliche Gesteine, in denen vereinzelt auftretende Blasenräume mit Serpentinmasse ausgefüllt sind. Die Einsprenglinge werden vom Feldspat und Augit gebildet. Der Olivin ist serpentinisiert und durch Eisenhydroxyd stellenweise rot gefärbt. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Augit, sodann aus Feldspatleisten und Erz. Das letztere bildet an einzelnen Stellen, wie der Augit, die Füllmasse der Zwickel zwischen den Feldspatleisten.

Zuletzt möge noch ein Gestein von Cap Cranstown auf der Svartenhuks-Halbinsel an dieser Stelle behandelt werden. Es ist bräunlichgrau und ziemlich zersetzt. Die zahlreichen Blasenräume sind mit einem gelblichen Mineral ausgefüllt, welches deutlich einaxig negativ ist und sich wenig in kalter, leichter aber und mit Brausen, in heißer Salzsäure löst. Es dürfte wohl als Dolomit anzusprechen sein. Derselbe ist stengelig und körnig ausgebildet.

ββ. Die Feldspatbasalte mit Intersertalstruktur.

Die Feldspatbasalte mit Intersertalstruktur stammen von den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Es sind dichte, dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine, deren Blasenräume und Klüfte mit milchweißem und bläulichem Chalcedon, strahligem Skolezit, grünlichem Serpentin und Kalkspat ausgefüllt sind. Analcim findet sich in deutlichen Ikositetraëdern (202 [211]) von milchweißer Farbe.

Als Übergang zu dem Typus der Feldspatbasalte mit Intersertalstruktur kann ein dichtes, schwarzes Gestein von den Moränen von Nugsuak angesehen werden. Es ist bis auf den Olivin, der in Serpentin umgewandelt ist, vollständig frisch. Größere Einsprenglinge bildet nur der Feldspat. Das Erz ist in der Grundmasse nicht gleichmäßig verteilt, sondern bildet mit dem Augit und den feinen Feldspatstrahlen zusammen größere Haufen. Es besteht aus kleinen Körnchen und farnkrautähnlichen Gebilden und dürfte demnach wohl Magnetit sein.

Das typischste Gestein dieser Art ist ein dichter, schwarzer Basalt, der nach der Oberfläche zu in reines Basaltglas übergeht.

Die langsamer erstarrte Mitte zeigt eine Grundmasse, welche aus schmalen Feldspatleisten besteht, zwischen denen sich Augit und Erzkörnchen, die letzteren auch in skeletartigen Formen, und auch etwas Glas angesiedelt haben. Nach der Oberfläche zu wird das Gestein glasiger; die Feldspatleisten verschwinden, und die Augite werden opalisiert und verlieren die Polarisationsfarben. Jetzt stellt sich Glas ein. Dasselbe ist aber zu braunen Sphärolithen entglast. Erst ganz an der Oberfläche wird das Gestein rein glasig.

Zwei Basalte von den Moränen von Nugsuak stellen das Stadium dar, in welchem der Augit die Umbildung in die schmutzig braune Substanz erfahren hat. Die opalisierten Augite werden von kleinen Erzkörnchen umsäumt, die sich auch zu größeren Haufen zwischen ihnen zusammengehäuft haben und mit grünlich gelben Serpentinmassen zusammen auftreten. Die Rolle der Einsprenglinge hat nur der Olivin übernommen.

Eine zweite Gruppe dieser Basalte wird durch Gerölle von den Moränen der Halbinsel Nugsuak dargestellt, welche durch eine reichliche Bildung von zeolithischen Mineralien und von Chalcedon ausgezeichnet sind. Alle diese Gesteine sind nicht mehr frisch. Der Olivin ist bis auf kleine Kerne serpentinisiert, der Feldspat zeolithisiert und durch Serpentinfiltrat z. T. schmutzig grün gefärbt.

Die Struktur dieser Gesteine ist rein intersertal. Die Erzkörnchen liegen entweder in größeren Gruppen zusammen oder sind gleichmäßig durch das Gestein hin zerstreut. Sie bilden dabei einzelne Körnchen und baumförmige Skelette.

Abweichend von diesem Typus ist ein durch Eisenhydroxyd hellbraun gefärbtes, blasiges, Gestein vom Cap Cranstown auf der Svartenhuks-Halbinsel. Gegenüber den vorigen Typen übernimmt hier der Feldspat die Rolle der Einsprenglinge. Im Gegensatz zu den Feldspatleistchen der Grundmasse ist der Augit trübe und stellenweise opalisiert, aus dem Magnetit ausgeschiedenes Eisenhydroxyd hat ihn rötlich gefärbt. Der Olivin hat sich in Serpertin umgewandelt. Am Rande und auf Spaltrissen hat er Eisenhydroxyd ausgeschieden. Zwischen den Gemengteilen der Grundmasse liegen hellgrüne bis farblose Massen isotroper, opalartiger Substanz.

Den Übergang von den Feldspatbasalten mit Intersertalstruktur zu den Glasbasalten bildet ein dunkelroter Mandelstein vom Haus für Reisende auf der Svartenhuks-Halbinsel. Die glasreiche Grundmasse ist infolge ihres hohen Eisengehalts zu roten Eisenverbindungen verwittert. In demselben liegen schmale, skeletartige Leisten von Feldspat und einige Körnchen Augit. Die Feldspatleisten sind vom Rande aus und auf Sprüngen opalisiert. Die Mandelräume sind mit opalartiger Substanz angefüllt.

c. Die vitrophyrischen Feldspatbasalte.

Rein glasige Feldspatbasalte liegen nur in geringer Anzahl vor. Sie stammen von den Moränen der Halbinsel Nugsuak und sind dichte, schwarze Gesteine, deren Blasenräume mit einer dünnen Schicht Kalkspat ausgekleidet sind, während das Innere mit Chalcedon angefüllt ist.

Alle Gesteine zeigen durch ihre Entglasungsprodukte, daß sie Endprodukte der schnellen Erstarrung von körnigen Basalten sind, wie es der Basalt mit Intersertalstruktur gezeigt hat. Einige dieser Gesteine besitzen überhaupt kein Glas mehr, sondern ihre glasige Grundmasse ist zu braunen sphärolitischen Gebilden erstarrt. Allmählich geht sie in einen Basalt mit Intersertalstruktur über. Als Einsprenglinge fungieren bei diesen Gesteinen große Olivine und schmale Leisten von Feldspat.

Die rein glasigen Gesteine sind schwarz und von Chalcedon- und Kalkspatschmitzen durchschwärmt. Im frischen Bruch ist die Grundmasse tief braun gefärbt und zeigt Glasglanz.

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus einer hellbraunen Glasmasse, in welcher scharf begrenzte Kristalle von Feldspat, Augit und Olivin liegen.

Der Feldspat erscheint in kleinen rechteckigen Leisten, die teilweise an den Enden ausgefranzt sind, und in zarten rhombischen Täfelchen. Der Augit bildet mehr unregelmäßige Körner im Gegensatz zum Olivin, der in gut begrenzten Individuen mit $\infty P\breve{\infty}$ (010) und $2P\breve{\infty}$ (021) vorhanden ist. Einschlüsse von Glas und Erzkörnchen in ihm sind nicht selten. In den reinen Glasbasalten hat sich das im Glase aufgelöste Eisen nicht als Erz ausgeschieden.

Wie in den vorigen Gesteinstypen ist das Glas stellenweise mit braunen Entglasungsprodukten angefüllt, welche sich hauptsächlich um kleine Kristalle herum gebildet haben, sodaß dieselben wie mit einem braunen Barte ausgestattet erscheinen. Wenn die Entglasung fortschreitet, so wird das umgeänderte Glas gelbbraun und zeigt schwache Einwirkung auf das polarisierte Licht. Diese Erscheinung kann so um sich greifen, daß das Gestein aus braunen, makroskopisch schwarzen Glaserbsen in dem gelbbraunen Untergrunde besteht. Dieser letztere ist arm an ausgeschiedenen Kristallen, während die Glasmassen, wie die Glasbasalte überhaupt, reich daran sind.

Am Schluß der Glasbasalte sollen die zersetzten Glieder derselben behandelt werden. Es sind davon zwei Abarten vorhanden: eine dunkelrote Varietät von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland und eine schwarze von den Moränen der Halbinsel Nugsuak.

Die erste Varietät ist ein dichtes, dunkelrotes Gestein, welches auf Kluftflächen mit schmutzig weißem Kalkspat in staubförmigen Massen bedeckt ist. Das ursprüngliche Glas ist in eine undurchsichtige, durch Eisenverbindungen dunkelrotbraune Masse umgeändert worden. In derselben liegen kleinere und größere unzersetzte Reste des ursprünglich braunen Glases. An Mineralien sind besonders Augit zu bemerken. Die Olivine sind auch in rote Eisenverbindungen umgewandelt worden. In den kleinen Hohlräumen sitzen chalcedonartige Massen mit Aggregatpolarisation. Im Dünnschliff hat das Gestein dadurch, daß es an eisenreicheren Stellen dunkler gefärbt ist, ein geflecktes Aussehen.

Die zweite Varietät findet sich auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Es ist ein schwarzes, feinkörniges Gestein von lockerer Beschaffenheit mit Andeutung plattiger Absonderung. Unter dem Mikroskop erweist es sich als vollständig undurchsichtig. Es ist ein Basaltglas, welches durch Verwitterung in dunkelbraune Eisenverbindungen übergegangen ist. Das Gestein ist vollständig mit fremden Quarzbrocken und einigen braunen Glimmerblättchen angefüllt. Es ist anzunehmen, daß diese aus dem Nebengestein, wahrscheinlich einem Sandstein, beim Kontakt übernommen worden sind. Die Kluftflächen des Gesteins sind mit faserigem Kalkspat ausgefüllt, und zwar derartig, daß die Kalkspatfasern senkrecht auf den Gesteinsklüften stehen.

d. Übergangsgesteine zum Limburgit.

Als Anhang an die nicht porphyrischen Feldspatbasalte mögen hier eine Anzahl von Gesteinen behandelt werden, welche sich durch ihren reichen Gehalt an Augit, durch ihre Struktur und die Art ihrer Verwitterung verbinden lassen. Während in einigen noch der Feldspat in größerem Maße vorhanden ist, tritt er in andern sehr zurück, sodaß diese Gesteine dann hauptsächlich aus Augit und Olivin bestehen. Sie bilden demnach einen Übergang zu den eigentlichen Limburgiten.

Die größte Anzahl dieser Gesteine stammt von den Moränen der Halbinsel Nugsuak; einige wenige sind auf Ubekjendt Eiland bei Igdlorsuit gefunden worden.

Es sind schmutziggraue und grauschwarze Mandelsteine von dichter Beschaffenheit. Aber keiner derselben ist mehr frisch, alle haben eine tief eingreifende Verwitterung erfahren. Die Mandelräume sind mit zeolithischen Mineralien ausgefüllt, die z. T. frei ausgebildet sind. Hauptsächlich sind dies kleine glasklare Würfel von Analcim mit Felderteilung. Zu beobachten sind Randfelder und ein isotropes Mittelfeld. Außerdem kommen

in diesen Gesteinen große Kugeln von Strahlzeolithen vor, besonders solche von Skolezit. An einer dieser Kugeln wurde ein Durchmesser von 6 cm gemessen. Die chemische Prüfung derselben ergab einen Kalkgehalt.

An Gemengteilen sind Feldspat, Augit und Olivin aufzuführen. Feldspat und Olivin sind zersetzt, am frischesten hat sich der Augit erhalten.

Der Feldspat bildet lange Leisten, welche zum Teil opalisiert sind; durch Serpentininfiltrationen ist die Opalsubstanz grünlich gefärbt wie die zersetzten Augite und Olivine. Durch eingedrungene Eisenverbindungen werden die Feldspatleisten auch rötlich. Während die Basalte von Nugsuak den Feldspat noch in reichlicherer Menge führen, tritt er in denen von Igdlorsuit fast ganz zurück.

Der Augit bildet größere, breite Kristalle von gelblicher und violetter Färbung. Die großen Kristalle sind frisch, die in den Zwickeln zwischen den Feldspatleisten befindlichen in grüne Serpentinsubstanz umgewandelt.

Der Olivin ist fast vollständig serpentinisiert. Nur in den Basalten von Igdlorsuit sind zwischen den breiten Serpentinschnüren noch frische Kerne von Olivin übrig geblieben.

Das Erz ist seiner Form nach Magnetit. Es bildet dreieckige, viereckige und unregelmäßig begrenzte Individuen. Dieselben sind randlich von gelben Eisenverbindungen umgeben.

2. Limburgite.

Durch das Zurücktreten des Feldspates führen die Gesteine der vorigen Gruppe zu den eigentlichen Limburgiten über.

Solche Limburgite liegen von zwei Fundpunkten vor: erstens von der Basaltdecke auf der Westspitze der Halbinsel Nugsuak und zweitens von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland. Die Limburgite von der Halbinsel Nugsuak sind verschiedener Art. Das erste ist ein schwarzgraues, oberflächlich zersetztes Gestein, das andere dicht dunkelgrau mit einem zarten Anflug von Kalkspat. Das Gestein von Igdlorsuit hat ein rötlich braunes Aussehen. In einer dichten Grundmasse bemerkt man größere Einsprenglinge von Olivin, welche eine dunkelölgrüne Farbe aufweisen; auf denSpalt flächen hat sich Eisenhydroxyd ausgeschieden. Dieses bildet in bunten Metallglanzfarben schillernde Flächen, welche mit Kies verwechselt werden können. Die feinen Risse des Gesteins sind durch sphärolitisch aufgebauten Skolezit verkittet.

Unter dem Mikroskop fallen besonders die großen Olivine auf, welche allein die Einsprenglinge bilden; dieselben werden

bis zu einem halben Zentimeter groß. In dem Limburgit von Igdlorsuit besitzen sie einen dunkelbraunen breiten Rand von Brauneisen. Von diesem Rande ragen haarförmige, gewundene Schnüre desselben Minerals in das Innere des Kristalls hinein, Erscheinungen, wie sie bei den Mineralien beschrieben worden sind. In dem Limburgit von Nugsuak fehlen diese Verwitterungserscheinungen im Olivin. Hier ist nur eine durch Serpentinbildung hervorgerufene teilweise Grünfärbung zu bemerken.

Die Grundmasse besteht bei den Limburgiten aus Augitkörnchen, zwischen welche einige feine Feldspatleisten eingestreut sind. Erz ist in zwei Generationen ausgeschieden. Im Limburgit von Igdlorsuit ist die Grundmasse sehr reich daran, während es in dem von Nugsuak mehr zurücktritt.

3. Basaltbreccien.

Eine Basaltbreccie findet sich auf den Moränen von Nugsuak. Sie bildet ein graugrünliches Gestein, welches aus eckigen, hellgrauen und schwarzen Gesteinsbrocken zusammengesetzt ist.

Diese Brocken werden durch olivinführende, sehr glasreiche Basalte dargestellt. Die Olivine sind serpentinisiert. Die reichlich vorhandenen Mandel- und Zwischenräume sind mit grünlichen, opalartigen Mineralien bekleidet und dann mit sphärolithisch aufgebautem Kalkspat ausgefüllt; der letztere zeigt das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz. Die kleineren Mandeln werden vollständig von dem grünlichen Opal eingenommen. Das Glas der Grundmasse ist bei den verschiedenen Brocken hellbraun oder dunkel, im letzteren Falle gekörnelt. Das Gestein ist also eine Basaltbreccie, in welcher die einzelnen Brocken aus demselben Material bestehen und durch dasselbe Material zusammengekittet sind.

Zusammenstellung der Resultate.

1. Das westliche Nordgrönland besteht aus einem archäischen Grundgebirge und aus kretazeïschen Sedimenten, welche von Basalten durchbrochen werden.

2. Die Gesteine des archäischen Grundgebirges sind graue Glimmergneise und Hornblendegneise mit ihren Einlagerungen von Hornblendegesteinen mannigfacher Art. Sie werden von roten Granitintrusionen durchschwärmt (sog. feinkörnige rote Gneise).

3. Alle Gneise des untersuchten Gebietes gehören der Orthogneisreihe Rosenbuschs an und sind auf Granite und Diorite zurückzuführen.

4. Besondere Beachtung unter den Gneisen verdient der Astochitgneis vom großen Karajak-Eisstrom, der eine blaue Alkalieisenhornblende, den Astochit, als wesentlichen Bestandteil

enthält. Er ist ein Vertreter der Gruppe von Orthogesteinen, die sich auf Alkalitiefengesteine zurückführen lassen.

5. Die Einlagerungen von Hornblendegesteinen gehören gleichfalls der Orthoreihe an und sind auf peridotitische Gesteine zurückzuführen. Sie sind mit normalen Peridotiten durch Gesteine verknüpft, welche verschiedene Zwischenstadien dynamometamorpher Umformung darstellen.

6. Eine Reihe Geschiebe von Schiefer- und Kontaktgesteinen der Moränen legen Zeugnis davon ab, daß unter der Bedeckung des Inlandeises kristalline Schiefer und andere Gesteine auch höherer Horizonte in reicher Mannigfaltigkeit lagern.

7. Die anstehenden Gneise der Küste gehören nach ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur einer großen Tiefenstufe an. Nach ihrem petrographischen Habitus sind sie mit den grauen präbottnischen Gneisen Skandinaviens vergleichbar und haben möglicherweise dasselbe Alter.

8. Jüngeren, aber unbestimmbaren Alters sind die jene Gneise durchbrechenden Diabasgesteine.

9. Die jüngeren Eruptivgesteine, welche die Kreideschichten gangförmig durchbrechen und deckenförmig überlagern, gehören der Familie des Basaltes an. Es sind zumeist olivinführende Feldspatbasalte; spärlicher sind olivinfreie Feldspatbasalte, die z. T. rhombischen Augit (Hypersthen) führen, ferner Basaltgläser und Limburgite.

Literatur.

1874. Karl Vrba: Beitrag zur Kenntnis der Gesteine Süd-Grönlands. Sitz.-Ber. math.-naturw. Cl. K. Akad. Wiss. Wien. **69**.

1878. F. Johnstrup: Gieseckes Mineralogiske Reise i Grónland. Kjóbenhavn 1878.

1881. A. Kornerup: Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten af Grónland (66° 55′—68° 15′ N. B.). Meddelelser om Grónland **2**, S. 149—194.

J. Lorenzen: Undersogelse af nogle Mineralier i Sodalith-Syéniten fra Julianehaabs-Distrikt. Ebenda. **2**, S. 43—79.

1889. H. Knutsen og P. Eberlin: Om de geologiske Forhold i Dansk Ostgrónland. Ebenda **9**. S. 235—270.

1890. A. Kornerup: Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten af Grónland (62° 15′—64° 15 N. B.). Ebenda. **1**. S. 77—139. 2. Aufl.

1891. F. Nansen: Auf Schneeschuhen durch Grönland. Autorisierte deutsche Übersetzung von W. Mann. Hamburg.

—: Meine Durchquerung Grönlands. Mitth. Geogr. Ges. Hamburg. 1889—90, S. 257—260.

1891. E. VON DRYGALSKI: Vorexpedition nach West-Grönland. Briefl. Mitt. Verhandl. Ges. f. Erdkunde Berlin **18**. S. 268—269, 403—409, 415—471.

—: Reiseskizzen aus Grönland. Prometheus **3**, S. 609—613, 647—652, 705—709, 741—746.

—: Grönlands Gletscher und Inlandeis. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin **27**, S. 1—62.

CHARLES RABOT: Une excursion au Grönland. Le glacier de Jacobshavn. Le Tour de Monde **31**, II, 305—320.

P. STEINER: Aus Grönlands Westküste. Ein Missionsbild aus vergangenen Tagen. Basel, Missionsbuchhandlnng.

1892. E. VON DRYGALSKI: Von der Grönland-Expedition. Verhandl. Ges. f. Erdkunde Berlin **19**, S. 270—271, 421—442.

—: Vorexpedition nach der Westküste Grönlands. Mitth. Ver. E. Leipzig, S. XXI—XXIII.

H. MOHN und F. NANSEN: Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. F. NANSENS Durchquerung von Grönland 1888. Ergänzungsheft zu PETERMANNS Geographischen Mitth. No. 105.

1892/93. E. VON DRYGALSKI: Die Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde 1892/93. Jahr.-Ber. Geogr. Ges. München. S. XXVIII—XXX.

1893. K. J. V. STEENSTRUP: Bidrag til Kjendskab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord-Grónland. Meddelelser om Grónland **4**. S. 173—242. 2. Aufl.

—: Om Forekomsten of Nikkeljern med Widmannstättenske Figurer i Basalten i Nord-Grónland. Ebenda. S. 113—131. 2. Aufl.

—: Berentning om Undersógelsesrejserne i Nord-Grönland i Aarene 1879—80. Ebenda. **5**. S. 1—41. 2. Aufl.

JOH. LORENZEN: Kemisk Undersógelse af det metalliske Jern fra Grónland samt nogle af de dermed folgende Bjergarter. Ebenda. **4**. S. 133—172. 2. Aufl.

E. VON DRYGALSKI: Bericht über den Verlauf und die vorläufigen Ergebnisse der Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde. Verhandl. Ges. f. Erdkunde Berlin **20**. S. 438—454.

—: Von der Grönland-Expedition. 1. Bericht des Dr. E. VON DRYGALSKI an den Vorstand. Ebenda. S. 319—337.

—: Von der Grönland-Expedition. 2. Aus einem Brief des Dr. E. VON DRYGALSKI an den Vorsitzenden. Ebenda. S. 337—338.

—: Von der Grönland-Expedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde. D. G. Bl. **16**, 222—225.

O. HEER: Oversigt over Grónlands fossile Flora. Meddelelser om Grónland **5**. S. 70—202. 2. Aufl.

1895. G. F. HOLM: Geographisk Undersógelse af Grónlands sydligste Del 1881. Ebenda. **6**. 1894, S. 147—180. 2. Aufl.

E. VON DRYGALSKI: Über seine im Sommer 1891 an der Westküste Grönlands ausgeführte Reise. Mitth. Geogr. Ges. Hamburg 1891—1892, Hamburg, S. 325—328.

1896. ED. V. BAY: Den óstgrónlandske Expedition utfórt i Aarene 1891—1892 under Ledelse af C. RYDER. — VI Geologi. Meddelelser om Grónland **19**. S. 145—187, 261—267.

1897. A. ANDERSEN: En Sommerrejse i Diskobugten og Umanakfjorden. Ymer, **17**. S. 21—39.

R. S. TARR: Valley glaciers of Upper Nugsuak Peninsula, Greenland. The American Geologist, **19**. S. 262—267.

E. VON DRYGALSKI: Grönland - Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. Unter Leitung von ERICH VON DRYGALSKI. **1**, **2**. Berlin.

1898. N. V. USSING: Mineralogisk-petrografiske Undersógelser af Grónlandske Nefelin - syeniter beslaegtede Bjaergarter. Meddelelser om Grónland **14**. 1898, S. 1—220.

G. FLINK: Berättelse om en Mineralogisk Resa i Syd-Grönland sommaren 1897. Ebenda S. 221—262.

—: En mineralogisk resa i Grönland 1897. — Ymer. **18**, S. 141—154.

The West Coast of Greenland. The American Geologist, **22**, 189—193.

D. WHITE and CH. SCHUCHERT: Cretaceous Series of the West Coast of Greenland. Bull. Geol. Soc. America, **9**, 241—368.

1899. E. VON DRYGALSKI: Die Grönland-Expedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde. PETERMANNS Geogr. Mitt. **45**. S. 293—296.

—: Die Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin. Geograph. Zeitschrift, **5**.

1900. T. KORNERUP: Aperçu des „Meddelelser om Grónland“ (Communications) sur le Grönland 1876—1899, par la Commission dirigeant les recherches géologiques et géographiques du Grönland. Traduit par E. BARUëL. Copenhague 1900.

1901. G. FLINK: Undersógelser af Mineraler fra Julianehaab insamlede af G. FLINK 1897. Af G. FLINK, N G. Bóggild og CHR. WINTHER, med. indledende Bemaerkninger af N. V. Ussing. Meddelelser om Grónland **24**, S. 1—213.

TH. NICOLAI: Untersuchungen an den eisenführenden Gesteinen der Insel Disko. Geologie der Insel Disko. Ebenda S. 215—248.

1904. J. J. SEDERHOLM: Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntniss der kristallinischen Schiefer von Finnland. Compte Rendu de la IX. Session du Congrès géologique international (Vienne 1903) **2**, S. 609—630.

3. Das Devon der Ostalpen.

IV.

Die Fauna des devonischen Riffkalkes.

II.[1])

Lamellibranchiaten und Brachiopoden.

Von Herrn Hans Scupin in Halle a. S.

Hierzu Taf. V, VI u. 3 Textfig.

Einleitung.

Nachdem Frech im Jahre 1894 in dieser Zeitschrift mit der Schilderung der organischen Reste des unterdevonischen Riffkalkes der karnischen Alpen und zwar zunächst der Crustaceen, Cephalopoden, Gastropoden und Würmer begonnen hatte, soll nach längerer Unterbrechung in Nachfolgendem die Besprechung der interessanten Fauna eine Fortsetzung erfahren. Herr Professor Frech hatte die Liebenswürdigkeit, mir die Weiterführung des Begonnenen zu überlassen, und stellte mir gleichzeitig sein gesamtes Material in freundlichster Weise zu Verfügung, wofür ich ihm auch an dieser Stelle noch meinen aufrichtigsten Dank aussprechen möchte. Durch weitere Aufsammlungen in zwei Sommern, bei denen mich zeitweise Herr Dr. Sturm aus Breslau freundlichst unterstützte, wurde das Material weiter vermehrt und auf mehr als den doppelten Umfang gebracht.

Nach Fertigstellung des Manuskripts und der Tafeln erhielt ich noch reichliches Material von Herrn Spitz in Wien zugesandt, dem ich hiermit ebenfalls meinen aufrichtigsten Dank aussprechen möchte. Dasselbe konnte noch nachträglich mit verarbeitet werden, doch konnten die abzubildenden Arten nur noch als Textfiguren Aufnahme finden.

Die in Folgendem gegebenen Untersuchungen erstrecken sich zunächst auf die nicht sehr zahlreichen Zweischaler, die sich nur zum geringeren Teile auf schon bekannte Arten anderer Fundpunkte beziehen lassen, und die besonders wichtigen, den Hauptteil der Fauna bildenden Brachiopoden.

Leider war mir keine Gelegenheit gegeben, die von Stache

[1]) Vergl. Fritz Frech, Über das Devon der Ostalpen III, Die Fauna des unterdevonischen Riffkalkes I. Diese Zeitschr. **46**, 1894 S. 446. t. 30—37.

aus den in Rede stehenden Schichten citierten Formen[1]) mit in die Untersuchung einzubeziehen.

Soweit nichts besonderes bemerkt ist, entstammen die Stücke dem grauen Riffkalk. Die Bezeichnung der Fundpunkte ist sowohl in der Literatur wie auch in der Gegend selbst eine etwas verschiedene. Mit FRECH bezeichne ich als Wolayer Thörl die Scharte östlich des Wolayer Sees, die südlich des Sees am Seekopf gelegene (Wolayer Thörl bei Geyer) dagegen als Seekopf Thörl, und zwar ist hier als Wolayer Thörl alles zwischen Thörl-Scharte und dem See Liegende zusammengefaßt. Spezialbezeichnungen sind nur bei der Slg. SPITZ beigefügt, wobei nach Angabe von Herrn SPITZ unter „Judenkopf" dessen Nordabhang, unter „Rauchkofelböden" der von der Hütte östlich in die Netzkalkzüge[2]) führende Weg zu verstehen ist.

Beschreibung der Arten.

Lamellibranchiaten.

Aviculiden.

Aviculopecten M'COY.

Die Gattung *Aviculopecten* wurde von Hall[3]) in vier Gattungen *Aviculopecten s. str.*, *Pterinopecten*, *Lyriopecten* und *Crenipecten* aufgelöst. Von diesen glaubte FRECH[4]) nur *Crenipecten* wegen der Beschaffenheit der Ligamentfläche tatsächlich als besondere Gattung auffassen zu müssen, während er *Pterinopecten* (mit langer Schloßlinie, undeutlich abgesetzten großen Ohren und schmalem Byssusausschnitt) sowie *Lyriopecten* (mit kürzerer Schloßlinie, großem, undeutlich abgesetzten hinteren und kleinerem, deutlich abgesetzten vorderen Ohre, sowie breiterem Byssusausschnitt) nur als Untergattungen betrachtet. Für den schon von CONRAD vergebenen Namen *Lyriopecten* wurde die Bezeichnung *Orbipecten* vorgeschlagen.

Beide bisher bekannten Aviculopectiniden aus dem devonischen Riffkalk der karnischen Alpen gehören zu *Pterinopecten*.

Aviculopecten (Pterinopecten) nov. spec.

Taf. V, Fig. 1.

Die ziemlich kleine Form, von der nur eine vorn beschädigte linke Klappe vorliegt, dürfte wegen der großen, un-

---

[1]) Diese Zeitschr. 1884. S. 340.

[2]) Zone 5 nach FRECH. Diese Zeitschr. **39**. S. 685.

[3]) Palaeontology of New-York. **5**. Lamellibranchiata. I, S. XII.

[4]) Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen, **9**. Heft 3, S. 14.

deutlich abgesetzten Ohren zur genannten Untergattung gehören. Obwohl die Ecke des vorderen Ohres abgebrochen, läßt sich doch erkennen, daß letzteres nicht sehr viel hinter dem anderen Ohr an Größe zurückgeblieben ist. Die wenig schiefe Schale zeigt mäßig flache Wölbung, Höhe und Breite sind annähernd gleich. Der ein wenig nach vorn gerichtete Schnabel ist spitz und tritt etwas über die Schloßlinie vor. Die Skulptur besteht aus einer Reihe von Rippenbündeln, von denen ich 16—17 zähle. Jedes Rippenbündel enthält etwa 4 oder 5 feine, oft recht undeutliche Rippchen.

Unter der Lupe erweist sich die Schale besonders in der Wirbelgegend, da wo die Teilrippchen zu einer Rippe zusammenfließen, mit sehr feinen, in schiefen Reihen angeordneten punktförmigen Vertiefungen bedeckt (vergl. Fig. 1 B), weiter nach dem Rande hin werden die Vertiefungen mehr langgestreckt und undeutlicher. Die Vertiefungen kommen, soweit sie überhaupt erkennbar sind, durch den welligen Verlauf der einzelnen Teilrippchen zu stande, die sich stellenweise einander bis zur Berührung nähern und dann wieder auseinander gehen.

Am ähnlichsten wird *Aviculopecten multiplicans* Barr.[1]), der aber Rippenbündel mit mehr gleichmäßig geradem Verlauf der einzelnen Rippen aufweist und auch deutliche Querskulptur erkennen läßt.

Dasselbe Unterscheidungsmerkmal gilt für *Aviculopecten consolans* Barr.[2]), dessen vorderes Ohr außerdem kleiner ist, sowie für einige ähnliche amerikanische Formen.

Wolayer Thörl, eigene Sammlung.

Aviculopecten (Pterinopecten) Niobe Barr. var.
Taf. V, Fig. 2.

1881 *Aviculopecten Niobe* Barrande Syst. sil. **6.** Taf. 221, Fig. II.

Es liegt nur eine leider auch nicht ganz vollständige linke Klappe, sowie ein Bruchstück eines größeren *Aviculopecten* vor, das sich vielleicht auch auf diese Art beziehen läßt. Der Umriß der flach gewölbten Form ist schief vierseitig; beide Ohren sind bei der Barrandeschen Art ziemlich groß, bei dem vorliegenden Stücke ist nur das hintere vollständig erhalten. Die Skulptur besteht bei dem vorliegenden Stück aus einigen ziemlich weit auseinander stehenden, fadenförmigen Hauptrippen, zwischen denen je eine etwas schwächer ausgebildete Rippe vorläuft. Im Mittelteil der Schale, wo die stärkeren Rippen relativ weit auseinander stehen, ist in der Regel noch eine weitere feine Rippe einge-

[1]) Syst. sil. **6.** t. 222 f. III.
[2]) Ebenda. t. 222 f. II.

schaltet. Außerdem läßt sich eine konzentrische Streifung beobachten, die jedoch im größeren Teil der Schale nur unter der Lupe deutlich wird, nur am Rande sind die konzentrischen Streifen stärker ausgeprägt.

Die Skulptur stimmt mit derjenigen der Barrandeschen Form insofern nicht immer überein, als bei dieser die zwischen den Hauptrippen liegenden feineren Rippen untereinander vielfach Unterschiede in der Stärke kaum erkennen lassen, nur bei einigen Skulpturbildern (z. B. Fig. 10) sind analoge Verhältnisse wie hier zu beobachten.

Bei der Mangelhaftigkeit des Materials glaube ich die karnische Form indes immerhin vorläufig noch als Varietät hier unterbringen zu müssen, zumal sich andererseits auch hier an einer Stelle die feineren Rippen in der Größe ziemlich nahe kommen.

Seekopf-Thörl, eigene Sammlung.

Avicula Klein.

Avicula scala Barr. mut. *devonica* Frech.

Taf. V, Fig. 9.

Avicula scala Barrande, Syst. sil. 6, Taf. 220, Fig. IV. Taf. 227, Fig. I.

Avicula scala mut. *devonica* Frech, Karnische Alpen S. 252.

Unter diesem Namen wird von Frech eine isolierte, ziemlich gut erhaltene rechte Klappe aufgeführt. Obwohl dieselbe recht gut auch als besondere Art betrachtet werden könnte, möchte ich sie doch vorläufig, so lange nicht weiteres Material vorliegt, ebenfalls mit Frech nur als jüngere Mutation der Barrandeschen Art auffassen, mit der sie in vielen Punkten eine gute Übereinstimmung aufweist.

Die Form zeichnet sich durch flache Gestalt und länglich halbelliptischen Umriß aus. Die Ausdehnung des Schloßrandes entspricht nicht ganz der größten Schalenhöhe. Beide Flügel sind groß, leider sind die Schloßenden etwas beschädigt, doch gibt der Verlauf der Anwachsstreifen über die Größenverhältnisse einigen Aufschluß. Der gerade Schloßrand wird in der Mitte kaum durch den nur schwach ausgebildeten Wirbel unterbrochen. Die Schale zeigt einige in ziemlich breiten Abständen stehende, gleichmäßige, kräftige Anwachsstreifen, die im Steinkern in konzentrischen Furchen und flachen Wellen zum Ausdruck kommen. Die konzentrischen Streifen der Schale sind besetzt mit radialen ziemlich unregelmäßig verlaufenden, häufig dichotomierenden Leistchen.

Die karnische und böhmische Form stimmen besonders hin-

sichtlich des langen Schloßrandes, des ganz unbedeutend über diesen vortretenden Wirbels und der Größe der Ohren überein.

Die Abweichungen liegen besonders in Einzelheiten des Umrisses. Derselbe zeigt bei der böhmischen Form eine, wenn auch nur unbedeutende größere Schiefe, ebenso ist die Höhe der Schale bei dieser im Verhältnis zur Breite etwas größer. Außerdem scheint nach den Barrandeschen Abbildungen — Vergleichsmaterial liegt mir leider nicht vor — die Wölbung der Schale besonders in der hier viel plastischer hervortretenden Wirbelgegend stärker als bei der ganz flachen karnischen Form.

Wolayer Thörl, Slg. Frech.

Avicula palliata, Barr.

Taf. V, Fig. 7 u. 8.

1881 *Avicula palliata* Barrande, Syst. sil. 6. Taf. 220.
1894 *Avicula palliata* Frech, Karnische Alpen, S. 252.

Bezeichnende Merkmale der sehr charakteristischen, leicht kenntlichen Form liegen in der starken Wölbung, dem deutlich vortretenden Wirbel, der geringen Schiefe und den gut abgesetzten Ohren, von denen das hintere relativ groß wird. In der Jugend scheint, nach den Anwachsstreifen zu urteilen, der Unterschied in der Größe beider Ohren sowohl nach meinem karnischen Material als auch nach den Abbildungen Barrandes etwas geringer zu sein als bei ausgewachsenen Exemplaren.

Besonders bezeichnend ist die Skulptur. Auf den in ziemlich weiten Abständen stehenden wenigen Anwachsstreifen zeigen sich radial angeordnete, meist ziemlich unregelmäßig verlaufende, sehr feine Streifen oder Rippchen, die sich häufig spalten oder auch selbst durch Vereinigung zweier feinerer Streifchen gebildet werden. Zwischen den durch Gabelung nach außen entstandenen Teilrippchen sind oft weitere Rippchen eingeschaltet, die sich gelegentlich ebenfalls wieder spalten können. Im allgemeinen ist der Verlauf des Streifen ein etwas unregelmäßigerer als bei den Skulpturbildern Barrandes. Im Steinkern kommen die konzentrischen Streifen als deutliche wellige Furchen zum Ausdruck.

Sehr nahe verwandt ist die jüngere, doch in analoger Fazies vorkommende *Avicula quadrata* Trenkner[1]) aus dem Iberger Kalk von Grund im Harz, auf deren Beziehungen zu vorliegender Art schon Frech[2]) hingewiesen hat. Wie das von Frech gegebene Skulpturbild zeigt, folgen die Streifen bei der oberdevonischen Form ganz demselben Gesetz wie bei der oben

---

[1]) Palaeontologische Novitäten, S. 23, t. 3, F. 49.
[2]) Aviculiden S. 46, t. 7, F. 3, 3 A.

beschriebenen, auch die Gesamtform ist sehr ähnlich; ein Unterschied scheint nur in der Ausbuchtung am vorderen Ohr zu liegen.

Mehrere Exemplare vom Wolayer Thörl, Slg. Frech, eigene Sammlung.

Pterinea Goldf.

Pterinea (?) postcostatula nov. spec.

Taf. V, Fig. 4 u. 5.

Die Zugehörigkeit der in zwei linken Klappen vorliegenden Form zu *Pterinea* ist auf Grund der Zähne nicht nachweisbar, in ihrem Äußeren schließt sie sich eng an die Gruppe der *Pterinea costata* an [1]), deren Arten allerdings in der Regel kräftigere Skulptur aufweisen, doch macht auch Frech auf das Vorhandensein von feiner skulpturierten Formen aufmerksam. Beide Flügel sind deutlich abgesetzt. Der kleine Vorderflügel erscheint zugespitzt, der Hinterflügel erreicht ziemlich bedeutende Ausdehnung. Der gewölbte Schnabel tritt etwas über die Schloßlinie heraus, Falten finden sich nur auf dem gewölbten Teil der Schale, die Ohren sind glatt. Es sind 7 schmale, wenig bestimmte Hauptfalten vorhanden, denen stellenweise noch schwächere, nicht bis an den Schnabel reichende Nebenfalten eingeschaltet sind.

Die Form stimmt am besten mit Barrandes *Pterinea (?) costatula* aus dem Obersilur überein, die eine gleiche Skulptur zeigt, aber nach der einzigen Abbildung Barrandes [2]) größere Schiefe sowie ein kleines vorderes Ohr aufweist.

Wolayer Thörl, Slg. Frech.

Pterinea (?) nov. spec.

Taf. V, Fig. 6.

Es liegt nur eine einzelne, leider auch nicht ganz vollständige, linke, ziemlich stark gewölbte Klappe mit Schalenresten vor. Das gut abgesetzte vordere Ohr ist zugespitzt und schief nach unten gerichtet, unter demselben ist die Schale sehr stark ausgebuchtet. Von dem hinteren Ohr ist nur eine kleine Ecke sichtbar, sodaß sich über dessen Ausdehnung Angaben nicht machen lassen. Der Wirbelteil ist in der Abbildung etwas zu breit gezeichnet, er zeigt etwa analoge Form wie bei der vorigen Art. Im äußeren Teil der Schale konnten etwa 10—12 Hauptrippen gezählt werden, zwischen denen auch hier feinere, nach dem Wirbel hin verschwindende Rippen eingeschaltet sind. In der Wirbelgegend beträgt die Zahl nur etwa 6—7. Die Rippen sind schmal, fadenförmig und durch breite Zwischenräume ge-

[1]) Frech, Aviculiden S. 79.
[2]) Syst. sil. 6. S. 225, f. III.

trennt. Da, wo die Schale fehlt, ist von Rippen nichts zu sehen.

Die Art dürfte im Jugendzustand, wo die Zahl der Rippen noch geringer ist, der vorigen sehr ähnlich werden, die sich jedoch durch die unbestimmteren Falten unterscheidet. Nur dieser Beziehungen wegen ist sie vorläufig hier untergebracht. Über das Schloß ließen sich Beobachtungen nicht machen.

Seekopf Thörl, eigene Sammlung.

Myaliniden.

Amphicoelia Hall.

Die seltene, zuerst aus der Niagara Gruppe beschriebene Gattung wurde von Frech auch am Wolayer Thörl aufgefunden.

Die Definition Halls, der *Amphicoelia* nur als Untergattung von *Leptodomus* auffaßte, enthält, abgesehen von den für Steinkerne geltenden Merkmalen, wenig charakteristische Kennzeichen. Nach ihm sind die Schalen subrhomboidal, die Schnäbel vorspringend. Die Steinkerne sollen eine breite Doppelgrube nahe dem Schnabel zeigen. Zähne fehlen; die Muskeleindrücke sind schwach, die Schale ist dünn.

Meek und Worthen ergänzten die Definition der von ihnen als selbständig erkannten, zu den Aviculiden gestellten Gattung, indem sie besonders auf das Vorhandensein einer gestreiften Ligamentarea hinweisen. Nach ihnen ist die erwähnte Grube am Schnabel des Steinkernes, über die ich selbst der Schalenreste wegen nichts aussagen kann, nur einfach, von den Muskeleindrücken ist nur der hintere stark entwickelt. Über die äußere Form ist außer der annähernden oder vollständigen Gleichklappigkeit wenig gesagt.

Betrachtet man *Amphicoelia neglecta* Mc Chesney (= *Leydii* Hall)[2]) als Typus der Gattung, so kann als charakteristisch das Vorhandensein eines ziemlich großen, aber nicht scharf abgesetzten hinteren Flügels gelten, der ganz allmählich in den stärker gewölbten Hauptteil der Schale übergeht. Ein vorderes Ohr fehlt.

Nachdem Frech die Gattung ursprünglich als in die Verwandtschaft von *Modiolopsis* gehörig aufgefaßt hatte, charakterisiert er sie später als zwischen *Avicula* und *Myalina* stehend. Unter den beiden Familien schließt sie sich wohl wieder näher an die Myaliniden an, bei denen ich sie daher auch unterbringe.

---

[1]) Suppl. to 18th Report of the Regents of the University of the State of New York.

[2]) Meek and Worthen, Geological Survey of Illinois **3**. 1868 S. 358, t. 5, f. 9.

Amphicoelia europaea Frech.

Taf. VI, Fig. 2.

1894. *Amphicoelia europaea* Frech, Karnische Alpen S. 252.

Die interessante Form, von der eine schöne linke Klappe vorliegt, wird der amerikanischen *Amphicoelia neglecta* Mc. Chesney aus dem Obersilur (Niagara Group) recht ähnlich, ist aber weniger stark in die Länge ausgedehnt und mehr kreisförmig. Die Wölbung ist ziemlich stark und, wie es scheint, etwas gleichmäßiger als bei der genannten amerikanischen Form. Die Schale nähert sich der Kalottenform, die Stelle stärkster Wölbung liegt in halber Höhe nur wenig vor der Mitte, von wo aus die Schale ziemlich gleichmäßig — nach vorn hin nur wenig schneller als nach hinten — nach den Rändern zu abfällt. Der Wirbel springt etwas über den Schloßrand vor und ist schwach nach vorn gebogen. Das allein vorhandene hintere Ohr geht auch bei der alpinen Form allmählich in den stärker gewölbten Teil der Schale über. Die Skulptur besteht aus sehr feinen radialen Streifen, die aber nur noch stellenweise auf dem Stücke erkennbar sind.

Wolayer Thörl, Slg. Frech.

Myalina de Kon.

Myalina declivis nov. spec.

Taf. V, Fig. 3.

Die Art schließt sich durch den steilen Abfall der Vorderseite an die Gruppe der *Myalina bilsteiniensis* F. Roem. spec. (= *Mytilarca* Hall *ex parte*) an.[1]) Es liegen zwei schön erhaltene rechte Klappen von ziemlicher Größe vor.

Der Umriß ist dreiseitig gerundet; der Oberrand verläuft deutlich geradlinig, der Vorderrand ist ganz schwach gebogen, der Hinter- bezw. Unterrand gerundet. Die Stelle stärkster Wölbung liegt etwas oberhalb der Mitte. Ein eigentlicher, den Vorderteil begrenzender kantiger Kiel, wie bei *Myalina bilsteiniensis*, ist nicht vorhanden, doch ist der Abfall des stumpf gerundeten Vorderrandes genügend steil, um deutliche Beziehungen zu der genannten Gruppe erkennen zu lassen. Die Art zeigt hierin ähnliche Verhältnisse wie *Myalina intumescens* A. Roem.[2])
Nach dem Unterrande hin wird die Wölbung flacher, der Abfall weniger steil.

Die Schale ist mit konzentrischen Anwachsstreifen bedeckt, die auf eine in der Jugend mehr vierseitige Form hinweisen.

---

[1]) Vergl. Frech, Aviculiden S. 150.
[2]) Ebenda t. 17, f. 16.

Der durch die älteren Anwachsstreifen gegebene Umriß nähert sich hier etwas dem von *Myalina Beushauseni* FRECH[1]), die jedoch andere, von der Gruppe der *Myalina bilsteiniensis* abweichende Wölbungsverhältnisse zeigt.

Am ähnlichsten wird die bereits genannte *Myalina intumescens* aus dem Iberger Kalke; die karnische Art unterscheidet sich von dieser durch den gradlinigen Oberrand und den etwas stumpferen Winkel, unter dem Vorderrand und Oberrand zusammenstoßen.

Von böhmischen Formen wird *Myalina consors* BARR. spec.[2]) Taf. 210 Fig. 5 (cet. excl.) dem Umriß nach noch am ähnlichsten, doch ist auch hier im Gegensatz zur vorliegenden Art ein gekrümmter Oberrand vorhanden.

Wolayer Thörl, eigene Sammlung, Slg. SPITZ (Judenkopf).

Myalinoptera FRECH.

Myalinoptera alpina FRECH.

Textfigur 1 a, b.

Myalinoptera alpina FRECH, Aviculiden S. 139 Taf. 18 Fig. 1, 1a.

Unter dem Gattungsnamen *Myalinoptera* faßte FRECH einen kleinen Formenkreis zusammen, als dessen Typus A. ROEMERS *Avicula crinita* gelten kann.

Außer der schon von FRECH beschriebenen linken Klappe der karnischen Form liegt weiteres Material nicht vor. Sie zeichnet sich aus durch einen gerundet vierseitigen Umriß, steil abfallende Vorderseite, ein kleines vorderes und ein größeres hinteres Ohr, einen deutlichen Byssusausschnitt und feine radiale Streifen.



a



b

Fig. 1. *Myalinoptera alpina* FRECH. Wolayer Thörl. Nach FRECH, Aviculiden, Taf. 18.

Die letzteren verlaufen in einem Teil der Schale ziemlich gleichmäßig, weiter nach hinten hin, sowie in dem steil abfallen-

[1]) Aviculiden t. 16, f. 16.
[2]) Syst. sil. 6. Von BARRANDE als Mytilus abgebildet.
[3]) a. a. O.

den Vorderteile wechseln stärkere und schwächere Streifen, welch' letztere dann auch nach dem Wirbel hin schneller verflachen, mit einander ab. Der vordere Teil der Schale trägt die kräftigsten Streifen, die hier auch durch noch breitere Zwischenräume getrennt sind, weiter nach hinten zu werden die Streifen allmählich feiner.

Wolayer Thörl, Slg. Frech.

Ctenodontiden.

Ctenodonta Salter.

Ctenodonta Frechi nov. spec.

Taf. VI, Fig. 3, 4, 12.

Die in mehreren rechten und linken Klappen vorliegende Form, über dessen Schloßbau leider Beobachtungen nicht gemacht werden konnten, schließt sich in ihrem Äußeren am besten an einige *Ctenodonta*-Formen an, obwohl die bei *Ctenodonta* vorkommende, vom Wirbel aus nach hinten verlaufende Furche hier nicht beobachtet werden konnte; doch kann die genannte Furche auch bei echten *Ctenodonta*-Formen, wie mein rheinisches Vergleichsmaterial zeigt und wie dies auch Beushausen[1]) hervorhebt, zurücktreten, so daß Beushausen auch Formen wie *Cadomia* de Tromelin, die ebenfalls keine Furche erkennen läßt, mit zu *Ctenodonta* rechnet.

Die wenig stark gewölbte Form zeigt ovalen Umriß, die Wirbel sind nach vorn eingekrümmt und ziemlich weit vorgerückt. Der bogige Vorderrand geht in einen flachbogigen Unterand über, der Schloßrand ist ein wenig stärker gekrümmt als der Unterrand. Ihre größte Ausdehnung erreicht die Schale nahe dem Unterrande.

Die Skulptur besteht aus einigen wenigen, etwa 3—4 stärkeren Anwachsstreifen, zwischen denen schwächere konzentrische Streifen sichtbar werden.

Von den Muskeleindrücken ist an dem Steinkern eines Exemplares der vordere sichtbar, der sich von einer schwieligen Verdickung der Schale, wie dies für die Ctenodontiden charakteristisch, gestützt erweist.

Die Art weist Ähnlichkeit mit mehreren der von Beushausen abgebildeten rheinischen *Ctenodonta*-Arten auf. Zur Unterscheidung dient für einen Teil die bei der vorliegenden Art weiter herabgerückte größte Längsausdehnung.

In der Jugend liegt die letztere allerdings relativ höher (vergl. Fig. 12); das bei alten Exemplaren mehr spitz gerundete

[1]) Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. Heft 17. 1895. S. 69.

hintere Ende der Muschel zeigt dann gleichmäßiger bogige Konturen.

Am ähnlichsten wird *Ctenodonta Kayseri* BEUSHAUSEN[1]), die hinsichtlich des Umrisses analoge Verhältnisse erkennen läßt, doch ist bei dieser Art der Vorderrand etwas stärker vorgezogen, sowie der Wirbel stärker vortretend.

Wolayer Thörl, Slg. FRECH.

Astartiden.

Cypricardella HALL.

Cypricardella discoïdea BARR. spec.

Taf. VI, Fig. 11.

1881 *Astarte discoïdea* BARRANDE, Syst. sil. 6. Taf. 267 Fig. I, Taf. 276 Fig. II.
1894 *Microdon discoideus* FRECH, Karnische Alpen S. 253.

Es liegt nur eine linke Klappe vor, die gut mit der BARRANDEschen Art übereinstimmt.

Die Form ist flach; die stärkste Wölbung liegt dem Hinterrande genähert, da wo bei vielen Arten der Gattung eine Diagonalkante auftritt, die hier nicht ausgeprägt ist. Der Umriß ist annähernd kreisförmig bis dreiseitig gerundet, die Lunula unter dem vor der Mitte liegenden Wirbel deutlich ausgeprägt. Die Skulptur besteht aus konzentrischen Anwachsstreifen, die in der Nähe des Wirbels eine mehr flachgerundete, annähernd elliptische Form zeigen. Die von BARRANDE außer der konzentrischen Skulptur abgebildeten leistenartigen Schalenverzierungen konnten in dieser Deutlichkeit nicht beobachtet werden, doch erscheinen die konzentrischen Streifen am Rande stellenweise ganz zart und auch mit der Lupe kaum wahrnehmbar gekerbt.

Bezüglich des Schlosses konnten Beobachtungen nicht gemacht werden.

BARRANDE bildete die Art als *Astarte?* ab, die, wie BEUSHAUSEN ausführt, erst im Perm aus *Cypricardella* hervorgeht. Mit BEUSHAUSEN wähle ich an Stelle des Synonyms *Microdon*, unter dem FRECH die Art citiert, den Namen *Cypricardella*, da der Name *Microdon* bekanntlich für einen Ganoiden vergeben ist.

Wolayer Thörl, Slg. FRECH.

Cypriniden.

Cypricardinia HALL.

Cypricardinia aff. squamosa BARR.

Textfigur 2.

1881 *Cypricardinia squamosa* BARRANDE, Syst. sil. 6. Taf. 257, Fig. III.

---

[1]) Lamellibranchiaten rhein. Devon, t. VII, f. 3.

Außer dem abgebildeten Stücke liegt ein weiteres, doch weniger gut erhaltenes vor, desssen Zugehörigkeit indes nicht ganz sicher ist.

Während das letztere im Verhältnis von Länge und Höhe mit den BARRANDEschen Abbildungen übereinstimmt, erscheint das erstere ein klein wenig schlanker.

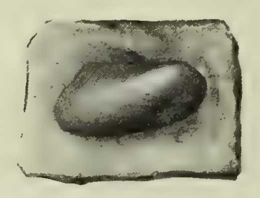


Fig. 2. *Cypricardinia aff. squamosa* BARR. 3 : 2. Slg. FRECH.

Der Wirbel liegt dem bogig gekrümmten Vorderrande genähert, der Unterrand verläuft dem Schloßrand fast parallel und konvergiert nur vorn etwas stärker gegen diesen. Die Hinterseite erscheint abgestutzt; der Hinterrand bildet mit dem Schloßrand einen stumpfen Winkel und geht in Form einer gerundeten Ecke in den Unterrand über. Vom Wirbel nach der Hinterecke zieht eine gut ausgeprägte gerundete Kante, hinter welcher die Schale furchenartig eingesenkt erscheint; die hintere Diagonalfurche ist deutlich ausgeprägt, die vordere dagegen nur angedeutet. Sie bildet eine breite, flache Depression, die etwa in der Mitte des Unterrandes endigt. Die Skulptur besteht aus sehr feinen konzentrischen Streifen, zwischen denen ab und zu etwas stärker ausgeprägte auftreten.

Eine geringe Abweichung des abgebildeten Stückes von den BARRANDEschen Figuren liegt in der mehr winklig gerundeten Form der Hinterecke, während die BARRANDEsche Form da, wo Unter- und Hinterrand zusammenstoßen, mehr gleichmäßig bogenförmig gestaltet ist, auch sind die Anwachsstreifen bei dieser etwas stärker.

Wolayer Thörl, Slg. FRECH, Slg. SPITZ. (?)

Praeluciniden.

Praelucina BARR.

Praelucina Beushauseni nov. spec.

Taf. VI, Fig. 8.

Es liegt nur ein leider nicht ganz vollständiges Stück eines gleichklappigen zierlichen Exemplars vor.

Beide Klappen sind sehr flach. Die Form zeigt, soweit sie erhalten ist, angenähert elliptischen Umriß; der stark vorgezogene Vorderrand ist bogig gekrümmt und geht gleichförmig in den

flachen, gekrümmten Schloßrand und Unterrand über. Der Wirbel ist klein und ragt nur wenig über den Schloßrand vor. Auf der Schale bemerkt man eine aus sehr zahlreichen feinen Linien bestehende Radialskulptur, wie sie für *Praelucina* (bezw. *Dalila)* bezeichnend ist.

Von den von BARRANDE abgebildeten Arten der Gattung *Praelucina (Dalila)*, die z. T. der hier abgebildeten Form ähnlich werden, unterscheidet sich die Form zumeist durch den höher heraufgezogenen Vorderrand.

Die verwandte *Dalila insignis* BARR.[1]), mit der FRECH die Form verglich, ist verhältnismäßig höher, hat kräftigere Rippen, sowie deutliche konzentrische Streifen und ist auch stärker gewölbt.

Seekopf-Thörl, Slg. FRECH.

Cardioliden.

Puella? spec.

Taf. VI, Fig. 1.

Der Steinkern einer isolierten Klappe zeigt annähernd kreisförmigen Umriß und starke Wölbung. Der Schnabel ist stumpf, am Rande sind Spuren einer feinen Radialskulptur sichtbar. Eine konzentrische Streifung ist auf dem Steinkern nur andeutungsweise zu bemerken.[2])

A. ROEMERS *Cardiola zorgensis*[3]) zeigt ähnliche Gestalt, ist aber flacher und besitzt einen spitzeren Schnabel. Letztgenanntes Merkmal unterscheidet die Form auch von *Puella ventricosa* HALL[4]) die sich bei kreisrunden Umriß ebenfalls durch starke Wölbung auszeichnet.

Wolayer Thörl, eigene Sammlung.

Lunulicardiiden.

Chaenocardiola HOLZAPF. emend. BEUSHAUSEN.

Über die Gattung *Chaenocordiola* hat sich BEUSHAUSEN[5]) sehr eingehend geäußert. Nachdem HOLZAPFEL[6]) bereits aus der alten MÜNSTERschen Gattung *Lunulicardium* eine Gattung *Chaenocardiola* ausgeschieden hatte, teilte BEUSHAUSEN den gesamten Kreis der als *Lunulicardium* beschriebenen Formen in drei wohl unter-

---

[1]) Syst. sil. **6**. t. 354, f. 4—13.

[2]) In der Abbildung nicht zum Ausdruck gekommen.

[3]) Vergl. KAYSER, Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Abhandl. geol. Spezialkarte v. Preußen, **2**, H. 4, 1878 S. 121, t. 18, f. 6, 7.

[4]) Palaeontology of New-York **5**. Lamellibranchiaten S. 417. t. 69, f. 1.

[5]) Lamellibranchiaten rhein. Devon, S. 358 u. 364.

[6]) Kalke von Erdbach—Breitscheid. Paläont. Abhandl. von DAMES und KAYSER. **5**.

schiedene Gattungen: *Lunulicardium* s. str., *Chaenocardiola* s. str. und *Prosochasma*, indem er den Namen *Chaenocardiola* auf Formen beschränkte, die sich durch dreiseitig gerundeten Umriß gleichklappige, ungleichseitige Schalen, rückwärts gebogene Wirbel, und schwach gebogenen, klaffenden Vorderrand ohne Lunula auszeichnen.

Chaenocardiola Holzapfeli nov. spec.

Textfigur 3a, b.

1894 *Lunulicardium* cf. *initians* Barrande in Frech, Karnische Alpen, S. 253.

Eine kleine rechte Klappe von dreiseitig ovalem Umriß. Der Vorderrand ist schwach gebogen und klafft in seiner ganzen Länge. Das Maximum der Schalenwölbung liegt dicht unter dem rückwärts gebogenen Schnabel. Die Skulptur besteht aus sehr feinen Radialrippen im vorderen Teil der Schale, nach hinten zu werden dieselben schwächer und verschwinden schließlich fast ganz. Dagegen sind im hinteren Theile der Schale mehrere wulstige konzentrische Streifen bemerkbar, die wieder nach vorn hin verflachen.





Fig. 3 a. *Chaenocardiola Holzapfeli* nov. spec. 2 : 1.
Schwarzer Gastropodenkalk des Wolayer Thörl. Slg. Frech.
a rechte Klappe, b von vorn.

Die Art ist am nächsten verwandt mit Barrandes *Lunulicardium reminiscens*[1]), das, wie schon Beushausen hervorgehoben hat, ebenfalls zu *Chaenocardiola* gehört. Die Art zeigt ganz analogen Umriß, besitztaber gleichmäßige, stärkere Radialstreifung auf der ganzen Schale und zeigt keine konzentrischen Wülste.

Das einzige vorliegende Stück stammt aus dem schwarzen Gastropodenkalk des Wolayer Thörl (Slg. Frech).

Conocardiiden.

Conocardium Bronn.

Die Conocardien sind die häufigsten Zweischaler des karnischen Riffkalkes. Auffallenderweise bleiben sie sämtlich hinter der Durchschnittsgröße der gleichen Arten in Böhmen zurück.

[1]) Barrande, Syst. sil. 6. t. 239, f. 1.

Conocardium bohemicum Barrande, var. *longula* Barrois.

1881. *Conocardium bohemicum* Barrande, Syst. sil. **6**. Taf. 197, Fig. II.
1889. *Conocardium bohemicum* var. *longula* Barrois, Erbray[1]) S. 156, Taf. 11, Fig. 1.

Es liegen drei kleine und ein größeres Stück von schlechter Erhaltung vor, die indes ihre Zugehörigkeit zu der von Barrois beschriebenen Varietät der Barrande schen Art ohne Schwierigkeit erkennen lassen.

Die vordere Herzfläche ist ziemlich groß, bezw. weit vorgezogen, ihre Höhe entspricht nicht ganz der größten Schalenhöhe. Ein Stück zeigt den Ansatz eines breiten Rostrums. Die Zahl der Rippen beträgt auf der Vorderfläche 7—9, bei einem Stücke ist noch eine zehnte Rippe angedeutet.

Charakteristisch ist besonders das scharf begrenzte, stark gewölbte Mittelstück mit deutlichem kantigen Vorder- und Mittelkiel. Die Zahl der Rippen beträgt bei dem Barrois schen und dem größeren Teil der karnischen Stücke 7—8, im Gegensatz zu der etwas zahlreichere Rippen aufweisenden Hauptform, und geht bei einem Stücke sogar auf 6 herab. Die Stellung des Vorderkiels ist schief zum Schloßrande, bei einem Stücke wird die Schiefe sehr gering und der Winkel zwischen Vorderkiel und Schloßrand nähert sich dem Rechten. Wie mein böhmisches Vergleichsmaterial zeigt, kommen auch bei diesem ähnliche Schwankungen vor. Bei Formen, die der var. *longula* Barrois der Rippenzahl nach entsprechen, ist vielfach erst etwa die fünfte Rippe des Mittelstückes senkrecht gegen den Schloßrand gerichtet, während bei anderen schon die zweite oder dritte senkrecht auf demselben steht. Etwas abweichend ist bei den böhmischen Stücken gegenüber meinem Material nur die stärkere Biegung des unteren Teiles des Vorderkieles und der Rippen nach vorn, was jedoch damit zusammenhängen kann, daß in den karnischen Stücken noch nicht vollständig ausgewachsene Stücke vorliegen.

Die Zahl der Rippen auf der hinteren Seitenfläche, etwa 7, stimmt ebenfalls mit der Angabe von Barrois überein, während ich auf dem aufgeblähten Hinterrande, für den Barrois 10 Rippen angibt, gleichfalls nur etwa 7—8 erkennen kann.

Die Rippen der hinteren Seitenfläche sind da, wo die Prismenschicht[2]) fehlt, breiter als die Zwischenräume, andernfalls schmäler wie das nach Beushausen bei den Conocardien die Regel zu sein scheint. Die Furchen zwischen den schmalen Rippen der Prismenschicht[3]) sind z. T. noch ausgefüllt.

---

[1]) Faune d'Erbray. Mém. soc. géol. du Nord. **3**.
[2]) Vergl. Beushausen, Lamellibranchiaten rhein. Devon. S. 383—385.
[3]) des „Unterbaues“ der Prismenschicht nach Beushausen.

Umgekehrt sind die Rippen des Mittelteiles auch da, wo die obere Prismenschicht nicht mehr vorhanden ist, schmäler als die Zwischenräume.

Außer in Böhmen und bei ERBRAY soll *Conocardium bohemicum* nach TSCHERNYSCHEW auch im kalkigen Unterdevon des Ural vorkommen.

Obwohl es gerade bei Conocardien kaum möglich ist, ein sicheres Urteil auf Abbildungen hin auszusprechen, scheint mir doch die Zugehörigkeit des aus dem West-Ural abgebildeten Stückes[1]) fraglich, das insbesondere die scharfe Abgrenzung des Mittelstückes vermissen läßt und auch weniger Rippen zeigt. Auch das aus dem Ost-Ural[2]) abgebildete Stück scheint keine so scharfe Abgrenzung des Mittelstückes nach hinten zu besitzen, ließe sich jedoch in dieser Beziehung immerhin mit var. *depressa* BARROIS[3]) vergleichen, wenn nicht die verhältnismäßig große Länge, hinsichtlich deren es auch var. *longula* übertrifft, gegen eine Vereinigung spräche. Immerhin könnte hier vielleicht eine Varietät vorliegen, was sich allein auf die Abbildung hin jedoch nicht entscheiden läßt.

Von anderen Formen wird *Conocardium clathratum* D'ORB. var. *multicostata* BEUSHAUSEN[4]) durch den scharf begrenzten Mittelteil, der auch etwa die gleiche Zahl Rippen trägt, am ähnlichsten. Insbesondere zeigt das eine der Stücke, dessen Vorderkiel kaum noch schief gegen den Schloßrand verläuft, eine sehr große Ähnlichkeit, während sonst im allgemeinen *Conocardium bohemicum* durch schiefer gestellten Vorderkiel abweicht, wozu als weiterer Unterschied noch die größere Höhe der vorderen Herzfläche bei *Conocardium clathratum* hinzutritt.

Obere Valentinalp, Wolayer Thörl, Slg. FRECH, eigene Sammlung.

Conocardium nucella BARR.
Taf. VI, Fig. 10.

1881 *Conocardium nucella* BARRANDE, Syst. sil. **6**, Taf. 144, Fig. I.
1889 *Conocardium nucella* BARROIS, ERBRAY, S. 162, Taf. 11, Fig. 5.
1894 *Conocardium nucella* FRECH, Karnische Alpen S. 252.

Die ziemlich weit nach hinten verlängerte Form zeigt starke Wölbung, deren Maximum im vorderen Teile des Mittelstückes liegt.

Die herzförmige Vorderfläche erreicht nicht ganz die größte

---

[1]) Fauna des unteren Devon am Westabhange des Ural. Mém. Comité géol., **3**. No. 1. 1885. t. 5, f. 46.
[2]) Fauna des unteren Devon am Ostabhange des Ural. Ebenda **4**. No. 3, 1893, t. 4, f. 8.
[3]) ERBRAY S. 158, t. 11, f. 2.
[4]) Lamellibranchiaten rhein. Devon. S. 387, t. 28, f. 19.

Schalenhöhe, die hinter der Schalenlänge zurückbleibt. Sie ist am Rande ziemlich flach und tritt auch an der Basis des Schnabels im Verhältnis zur gesamten Schalenlänge nicht sehr weit vor.

Die Skulptur besteht auf der Vorderfläche aus 8—9 kantigen, nach dem Außenrande derselben kräftiger werdenden, gelegentlich etwas gerieft erscheinenden Rippen, die durch schmälere Zwischenräume getrennt werden. Ein stumpfer Vorderkiel, der schief zum Schloßrande verläuft, grenzt die Vorderfläche gegen das Mittelstück ab.

Das aufgeblähte Mittelstück ist gerundet und geht ohne scharfe Grenze in die hintere Seitenfläche über. Die Zahl der Rippen auf Mittelstück und hinterer Seitenfläche beträgt zusammen etwa 20 bis 21. Auf dem vorderen und mittleren Teile des Mittelstückes sind die Zwischenräume breiter als die Rippen, nach hinten zu werden sie schmäler und bilden schließlich auf der hinteren Seitenfläche nur noch schmale Rinnen zwischen den bedeutend breiteren Rippen. Die Halbierungslinie des Mittelstückes steht etwa senkrecht auf dem Schloßrand. Das aufgeblähte Hinterende ist nach vorn hin durch einen flachen Sinus begrenzt und läßt noch etwa 10 sehr feine Rippen erkennen. An verschiedenen Stellen, besonders auf dem Hinterrande, ist die von der prismatischen Struktur herrührende feine Querzeichnung zu bemerken.

Von andern Arten steht der vorliegenden *Conocardium prunum* Barr.[1]) nahe, die aber relativ kürzer ist und auch keinen so bestimmt ausgeprägten Vorderkiel besitzt.

In der äußeren Gestalt, namentlich durch den scharfen Vorderkiel, wird auch *Conocardium ibergense* Beush.[2]) recht ähnlich, doch ist die Zahl der Rippen auf dem Mittelstück bei dieser Art bedeutend geringer.

Die zuerst aus Böhmen bekannt gewordene Form ist von Barrois auch von Erbray abgebildet worden. Seine eingehende Beschreibung paßt sehr gut auf die hier vorliegenden karnischen Stücke.

Wolayer Thörl, Slg. Frech, eigene Sammlung.

Conocardium artifex Barr.

Taf. VI, Fig. 9.

1881 *Conocardium artifex* Barrande. Syst. sil. **6**, Taf. 199, Fig. II.
1894 *Conocardium artifex* Frech, Karnische Alpen, S. 252.

Die im Mittelteil stark gewölbte Schale erreicht nicht ganz die Länge der vorigen, doch bleibt die Schalenhöhe immerhin

[1]) Syst. sil. **6**, t. 198, f. II.
[2]) Lamellibranchiaten rhein. Devon, t. 29, f. 17—19.

um einiges hinter der Schalenlänge zurück. Die Schnäbel sind schwach nach vorn gekrümmt.

Die große konische vordere Herzfläche entspricht der größten Schalenhöhe und ist stark vorgezogen. Sie trägt 11—12 breite, durch engere Zwischenräume getrennte Rippen. Der Vorderkiel ist scharf ausgeprägt und verläuft annähernd senkrecht gegen den Schloßrand. Weiter unten ist er schwach nach vorn vorgebogen.

Das Mittelstück besitzt am Vorderkiel seine stärkste Wölbung und fällt von diesem aus nach hinten zu ab. Ein Mittelkiel ist nicht vorhanden. Die Zahl der Rippen auf Mittelstück und hinterer Seitenfläche, die in einander übergehen, beträgt zusammen 15—18. Auch hier sind die Rippen vorn schmäler als die Zwischenräume, nach hinten nehmen sie an Breite ab. Ein flacher Sinus begrenzt das aufgeblähte Hinterende, das noch 6—8 Rippen trägt.

Durch den senkrecht zum Schloßrande verlaufenden Vorderkiel und das dachförmig von diesem abfallende Vorder- und Mittelstück erhält die Form ein sehr charakteristisches Äußere.

In dieser Beziehung nähert sich ihr die von Tschernyschew [1]) aus dem Ural als *Conocardium crenatum* Steining. abgebildete Form, die von Beushausen [2]) fraglich zu seinem *Conocardium rhenanum* gezogen worden ist, von dem sie indes, ebenso wie die vorliegende Art, durch den steil gestellten, nur unten etwas vorgebogenen Vorderkiel abweicht. Wie weit die sonstige Übereinstimmung mit *Conocardium artifex* geht, läßt sich allerdings aus der Zeichnung nicht entnehmen. Von den beiden abgebildeten Stücken Tschernyschews zeigt das eine (d—f) auch etwa gleiche relative Länge, während das andere, sofern es vollständig, kürzer wäre.

Die rheinische Form, auf die Tschernyschew die seine bezog und die jetzt den Namen *Conocardium Zeileri* Beush. [3]) (= *crenatum* Steining. ex parte) trägt, steht *Conocardium artifex* auch hinsichtlich des Verhältnisses von Höhe und Länge nahe, hat aber eine verhältnismäßig kürzere Vorderfläche und weicht auch durch das unberippte Hinterende ab, auch ist die Richtung des Vorderkiels nicht so ausgesprochen senkrecht wie bei der karnischen Art.

Die Stellung des Vorderkieles unterscheidet auch das von Barrois als *Conocardium Marsi* Oehl. abgebildete Stück [4]), das namentlich hinsichtlich seiner großen Vorderfläche Beziehungen

[1]) a. a. O. Devon a. Westabhang d. Ural. S. 25, t. 5, f. 44.
[2]) Lamellibranchiaten rhein. Devon. S. 402, t. 30, f. 5—8.
[3]) Ebenda, t. 30, f. 1 und 2.
[4]) Erbray, t. 11, f. 4.

zeigt und von FRECH[1]) als identisch mit *Conocardium artifex* angesehen wurde.

Obere Valentinalp, Wolayer Thörl, Slg. FRECH, eigene Sammlung, Slg. SPITZ (Judenkopf).

Conocardium cf. *quadrans*, BARR.

Taf. VI, Fig. 5.

1881 *Conocardium quadrans* BARRANDE, Syst. sil. **6**, Taf. 200, Fig. II.
1889 *Conocardium quadrans* BARROIS, ERBRAY, S. 159, Taf. 11, Fig. III.

Ein einzelnes, wenig gut erhaltenes Exemplar stimmt am besten mit der genannten BARRANDEschen Form überein.

Die Art zeigt eine nach dem langen Rostrum hin stark vorvorgezogene vordere Herzfläche; die Rippenzahl beträgt in der Regel auf derselben etwa 10, läßt sich bei dem vorliegenden Stücke aber der Erhaltung wegen nicht genau bestimmen. Es folgt ein gleichmäßig aufgeblähtes Mittelstück mit 8—10 Rippen, das von einem schräg zum Schloßrand verlaufenden Vorderkiel, sowie einem hier nicht so deutlich wie bei den BARRANDEschen Stücken ausgeprägten Mittelkiel begrenzt wird. Die hintere Seitenfläche, die sonst 8—10 Rippen trägt, und das gleichfalls gerippte aufgeblähte Hinterende sind an dem einzigen vorliegenden karnischen Stücke nur zum Teil bezw. gar nicht erhalten.

Gut erhalten ist an dem Stücke das schlanke Rostrum. Für die Bestimmung ausschlaggebend, war außer diesem bezeichnenden Merkmal die charakteristische Form der Wölbung, die besonders in der Mitte im Verhältnis zur Länge einen beträchtlichen Grad erreicht und die Form, von oben gesehen, subquadratisch erscheinen läßt.

Nach den von BARROIS gegebenen Abbildungen findet sich die Art auch bei ERBRAY.

Wolayer Thörl, Slg. FRECH.

Conocardium wolaïcum nov. spec.

Taf. VI, Fig. 6.

Die stark aufgeblähte, nur in einem sehr kleinen Exemplar vorliegende Art zeigt eine kurze vordere Herzfläche, die noch nicht die halbe Höhe der Muschel erreicht. Der Mittelteil ist gleichmäßig aufgetrieben und weder nach vorn noch nach hinten scharf begrenzt. Er zeigt etwa eiförmige Gestalt und ist fast symmetrisch gebaut, bezw. fällt von einer senkrecht gegen den Schloßrand gerichteten Linie nach vorn und hinten gleichmäßig ab. Das Maximum der Wölbung liegt etwas über

[1]) a. a. O.

der Mitte. An den nach hinten zu folgenden Sinus schließt sich ein breites aufgeblähtes Hinterende an. Es konnten etwa 25 feine Rippen gezählt werden, von denen 6 auf das aufgeblähte Hinterende kommen, bei dem sich außerdem noch eine deutliche Querskulptur erkennen läßt. Da, wo die oberste Prismenschicht abgesprungen ist, sind die Rippen durch breite Zwischenräume, da, wo nur die Skeletschicht vorhanden, durch ebenso breite oder schmälere getrennt.

Von den Barrandeschen Arten wird *Conocardium prunum* [1]) am ähnlichsten, dessen Mittelstück ebenfalls nicht besonders scharf abgegrenzt ist, das jedoch durch größere relative Höhe, eine größere vordere Herzfläche und die schief zum Schloßrand verlaufende Axe abweicht.

Conocardium rarum [2]) zeigt ebenfalls kaum irgend welchen Kiel und stimmt auch bezüglich der Höhe der vorderen Herzfläche überein, weist aber im Gegensatz zu *C. prunum* wieder ein verhältnismäßig niedrigeres und breiteres Mittelstück auf, auch scheinen die Wirbel schwächer entwickelt zu sein. Abweichend ist auch Zahl und Ausbildung der Rippen.

Wolayer Thörl, Slg. Frech.

Conocardium Stachei nov. spec.
Taf. VI, Fig. 7.

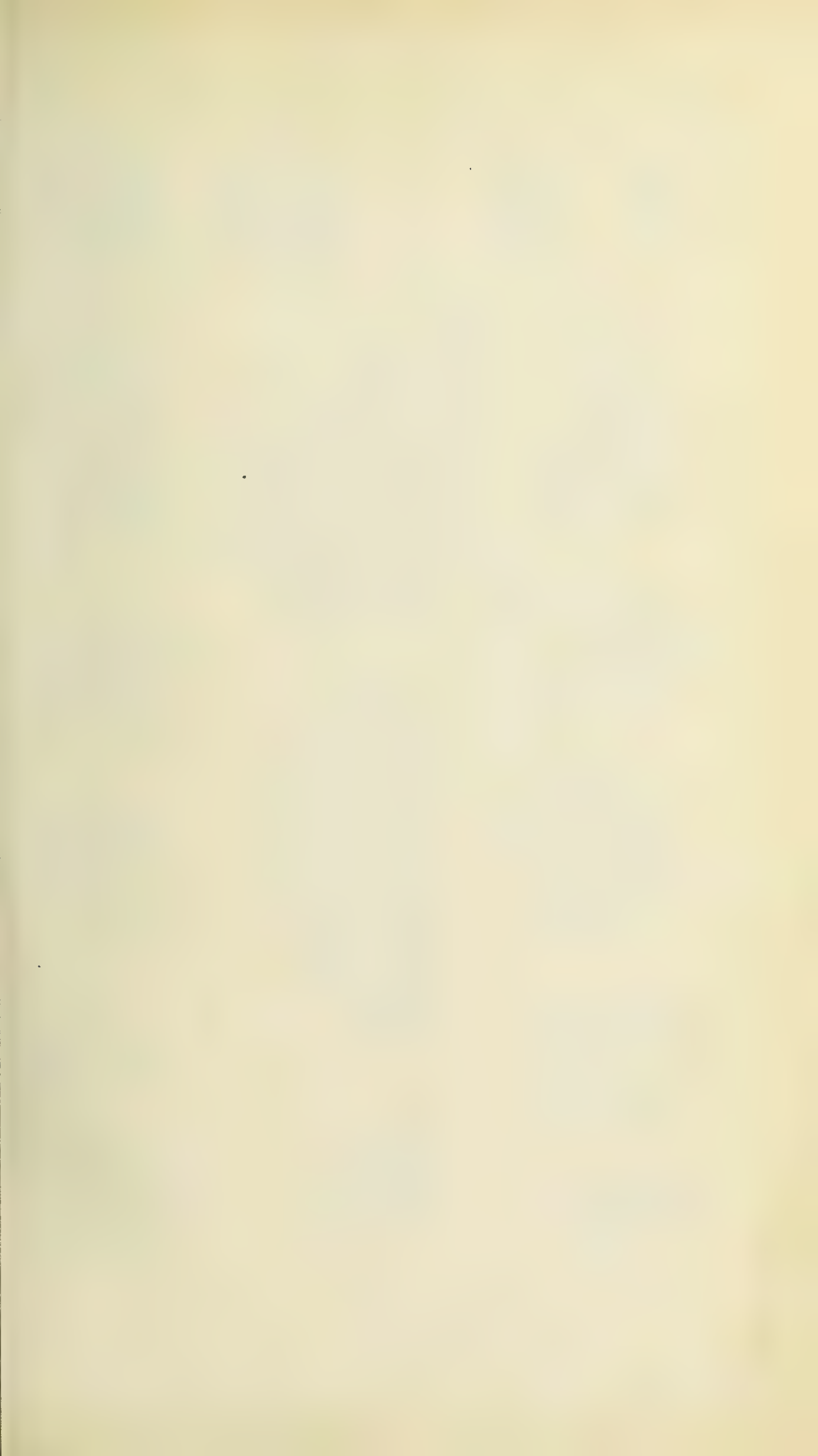
Die Art ist ausgezeichnet durch ihre hohe, sehr wenig nach hinten ausgedehnte, ausgeprägt dreieckige Form, sowie besonders den stark vorspringenden, zugeschärften Vorderkiel, von dem aus die vordere Herzfläche und das Mittelstück dachförmig abfallen.

Die große vordere Herzfläche entspricht der größten Schalenhöhe und zeigt konische Form. Die Skulptur derselben besteht aus etwa 16 feinen Rippen, die durch etwas breitere Zwischenräume getrennt werden. Der sie begrenzende dachförmige Vorderkiel verläuft senkrecht zum hinteren Teile des Schloßrandes, während der Oberrand der vorderen Herzfläche schräg nach unten gerichtet ist. Nach unten hin verbreitert sich der Vorderkiel ein wenig, doch bleibt er auch hier ausgezeichnet dachförmig.

Mittelstück und hintere Seitenfläche gehen ohne jede Grenze in einander über; sie tragen zusammen etwa 12—15 Rippen, die vorn gedrängter, nach hinten zu weiter auseinander stehen. Ein Sinus begrenzt das kurze, breite aufgeblählte Hinterende, das noch etwa 5 Rippen aufweist. Die Gesamtlänge der Form bleibt hinter der Höhe zurück; der hinter dem Wirbel liegende Teil

---

[1]) Syst. sil. 6. t. 198, f. II.
[2]) Ebenda, t. 195, f. II.



Erklärung der Tafel V.

Fig. 1a, A und B. *Aviculopecten (Pterinopecten)* nov. spec.
Natürliche Größe, vergrößert und Skulptur (stark vergrößert).
Wolayer Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 2a, A und B. *Aviculopecten Niobe* Barr. var.
Natürliche Größe, vergrößert und Skulptur (stark vergrößert).
Seekopf Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 3a, b. *Myalina declivis* Scupin.
Wolayer Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 4, 5. *Pterinea? postcostatula* Scupin.
Fig. 4 Steinkern.
Fig. 5 Abguß eines Hohldruckes.
Wolayer Thörl. Slg. Frech.

Fig. 6. *Pterinea?* nov. spec.
Seekopf Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 7a—c. *Avicula palliata* Barr., mit Skulpturbild.
Wolayer Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 8. *Avicula palliata* Barr.
Wolayer Thörl. Slg. Frech.

Fig. 9a, b. *Avicula scala* Barr. mut. *devonica* Frech, mit Skulpturbild.
Wolayer Thörl. Slg. Frech.

1a. 1A. 2A. 2a.

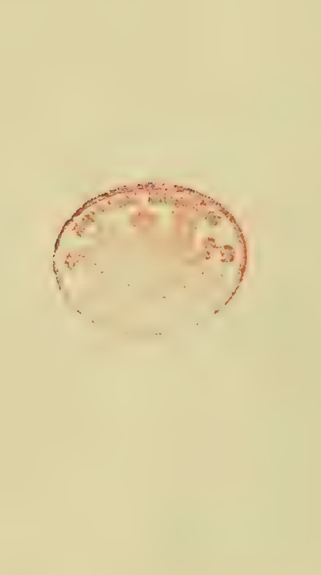
1B. 3a. 2B.

4. 5.

7a. 3b. 6.

7b. 9a.

7c. 8. 9b.





Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1 a, b *Puella* ? spec.
Wolayer Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 2a—c. *Amphicoelia europaea* FRECH.
Wolayer Thörl. Sgl. FRECH.

Fig. 3, 4. *Ctenodonta Frechi* SCUPIN.
Wolayer Thörl. Slg. FRECH.

Fig. 5a—c. *Conocardium quadrans* BARR., zweiklappiges Exemplar.
Wolayer Thörl. Slg. FRECH.

Fig. 6, 6 A—D. *Conocardium wolaïcum* SCUPIN, zweiklappiges Exemplar.
Fig. 6 in natürlicher Größe, A—C vergrößert.
Wolayer Thörl. Slg. FRECH.

Fig. 7, 7 A—C. *Conocardium Stachei* SCUPIN.
Wolayer Thörl. Samml. d. Verf.

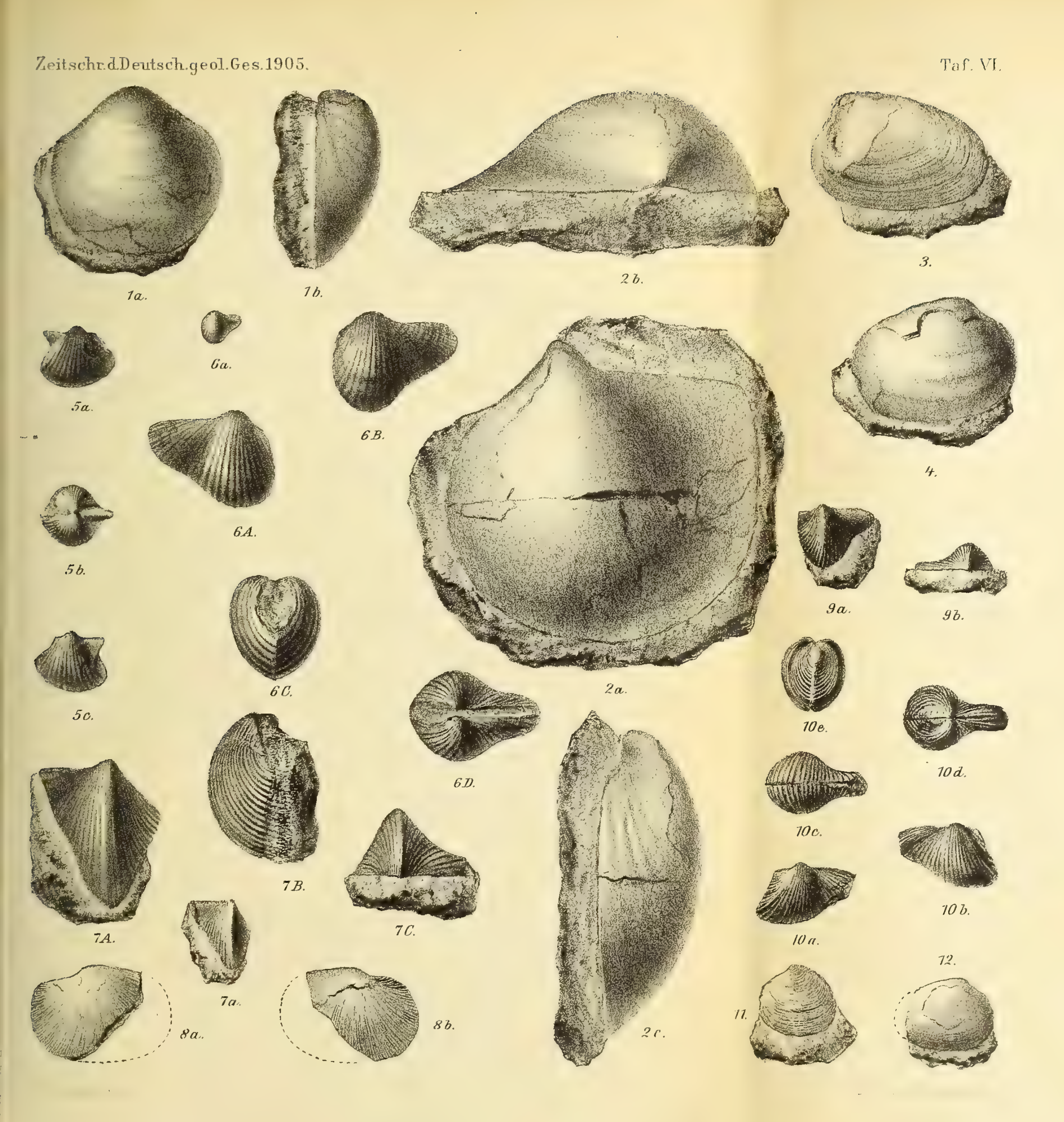
Fig. 8. *Praelucina Beushauseni* nov. spec., zweiklappiges Exemplar.
Seekopf Thörl. Slg. FRECH.

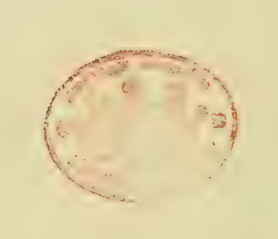
Fig. 9a, b. *Conocardium artifex* BARR.
Wolayer Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 10a—e. *Conocardium nucella* BARR., zweiklappiges Exemplar.
Wolayer Thörl. Samml. d. Verf.

Fig. 11. *Cypricardella discoida* BARR. spec.
Wolayer Thörl. Slg. FRECH.

Fig. 12. *Ctenodonta Frechi* SCUPIN.
Wolayer Thörl. Slg. FRECH.


1a.
1b.
2b.
3.
5a.
6a.
6B.
4.
6A.
5b.
9a.
9b.
6C.
2a.
5c.
10e.
10d.
6D.
10c.
7B.
10b.
7A.
7C.
10a.
7a.
12.
8a.
8b.
11.
2c.



kommt kaum der halben Höhe gleich und entspricht an Länge gleichzeitig etwa der stärksten Wölbung einer Klappe am Vorderkiel.

Sehr nahe verwandt mit der Art ist *Conocardium ornatissimum* Barr.[1]) Der größere Teil der von Barrande abgebildeten Stücke ist allerdings länger, doch zeigt Taf. 204, Fig. III, 1, 2, daß auch kürzere Exemplare vorkommen. Von der karnischen unterscheidet sich die Art besonders durch die etwas weniger zahlreichen Rippen auf der vorderen Herzfläche und den breiteren Vorderkiel. Während die Gesamtlänge im Verhältnis zur Höhe bei der oben genannten Figur Barrandes etwa mit der karnischen Form übereinstimmt, ist der hinter den Wirbeln gelegene Teil bei der ersteren länger, dementsprechend bleibt andererseits der Vorderteil der böhmischen Form kürzer. Er erreicht bei *Conocardium ornatissimum* etwa nur ein Viertel der Höhe, bei *Conocardium Stachei* dagegen mehr als ein Drittel derselben.

Wolayer Thörl, eigene Sammlung. Slg. Spitz (Judenkopf).

Daß die Zahl der Zweischaler-Formen mit den oben beschriebenen keineswegs erschöpft ist, zeigen einige weitere Bruchstücke und isolierte, schlecht erhaltene Klappen, deren Bestimmung vorläufig noch nicht möglich war.

---

[1]) Syst. sil. 6. t. 201, f. III, IV, t. 204, f. III.

(Fortsetzung im nächsten Heft.)

4. Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes.

Von Herrn THEODOR WEGNER in Münster i. W.

Hierzu Taf. VII—X u. 20 Textfig.

Geologischer Teil.

Einleitung.

In seiner Arbeit „Cephalopoden der oberen deutschen Kreide" gab SCHLÜTER 1876 eine Gliederung des westfälischen Untersenon. Er charakterisierte die den Emscher überlagernden Mergel und Sande als Schichten mit *Inoceramus lingua* (= *lobatus* nach damaliger Auffassung) und *Exogyra laciniata* und führte für diese die Bezeichnung „Untere Quadratenkreide" ein. In diesem Schichtenkomplex unterschied SCHLÜTER von oben nach unten drei Zonen:

3) Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit *Scaphites binodosus.*

2) Quarzige Gesteine von Haltern mit *Pecten muricatus.*

1) Sandmergel von Recklinghausen mit *Marsupites ornatus.*

Gegen eine das Untersenon im Sinne SCHLÜTERS umfassende Zone des *Inoceramus lobatus* und der *Exogyra laciniata* machte STOLLEY in seiner Arbeit über die „Gliederung des Senon" Bedenken geltend. Von der bei Lüneburg durch ihn gefundenen Tatsache ausgehend, daß der zwischen der Westfalicus- und der „Oberen Quadratenkreide" SCHLÜTERS liegende Schichtenkomplex durch einen anderen Belemniten, *Actinocamax granulatus Blv.*, charakterisiert ist, hielt er zur Vereinheitlichung der Nomenclatur, und geleitet durch die allgemeinere Verbreitung und leichtere Bestimmbarkeit der Belemniten gegenüber den Inoceramen und das Vorkommen der *Exogyra laciniata* in höheren Schichten, die Benennung SCHLÜTERS für unzweckmäßig und führte statt dieser die Bezeichnung „Granulatenkreide" ein.

Diese Maßnahme STOLLEYS findet durch die in der vorliegenden Arbeit mitgeteilten Untersuchungen volle Bestätigung. Eine Zone des *Inoceramus lobatus* ist nicht nur, wie STOLLEY meint, unzweckmäßig, sondern auch, wie das schon in G. MÜLLERS Schema der Gliederung des Senon im nordwestlichen Deutschland

zum Ausdrucke kommt, nicht statthaft, da *Inoceramus lobatus* sich in den unteren Schichten des Untersenon SCHLÜTERS nicht findet, sondern auf die obere Abteilung beschränkt ist. Ebenso ist *Exogyra laciniata* als Leitfossil für diese Bildungen nicht sehr zu empfehlen, da diese Auster, gebunden an küstennahe Litoralbildungen, sich allerdings in der jüngeren Kreide Westfalens infolge küstenfernerer Fazies derselben nicht mehr findet, sich jedoch in den äquivalenten Ablagerungen bei Aachen und Mastricht wieder einstellt. Sie charakterisiert die obere Abteilung der unteren und die obere Granulatenkreide allerdings immerhin durch ihr häufiges Auftreten, hat sich bisher aber, ebenso wie *Inoc. lobatus,* nicht in der untersten Granulatenkreide gezeigt.

Eine Dreiteilung des Untersenon im Sinne SCHLÜTERS, das im folgenden nach dem Vorgange STOLLEYS stets als Granulatenkreide bezeichnet ist, war außerhalb Westfalens nirgends vorhanden; wohl sprachen dagegen verschiedene Anzeichen für eine Zweiteilung der Granulatenkreide. Eine Gliederung in drei Horizonte ist aber auch in Westfalen nach den vorliegenden Untersuchungen ebenso wenig vorhanden, wie an den übrigen Lokalitäten. Es ist vielmehr auch hier zunächst eine Trennung in zwei petrographisch nur l o k a l scharf von einander geschiedene Abteilungen ausgesprochen, von denen beide, die untere und obere, mergelige und sandige Fazies aufweisen.

Bevor ich die Gründe für diese Zweiteilung angebe, sei zuerst ein Überblick über die Verbreitung der westfälischen Granulatenkreide und eine kurze Schilderung des Deckgebirges vorausgeschickt. Der Besprechung der Granulatenkreide selbst wird sich alsdann ein Vergleich mit außerwestfälischen äquivalenten Bildungen anschließen.

I.

Verbreitung der Granulatenkreide.

Die beste Anschauung von der Verbreitung der westfälischen Granulatenkreide gibt ein Bild des geologischen Aufbaues des Münsterlandes.

Am Ende des Karbon vollzog sich die Aufrichtung eines langgezogenen Faltengebirges, des Variskischen Gebirges oder der mitteldeutschen Alpen, mit einem nordöstlichen Streichen der Sättel und Mulden. In dem Sauerlande liegt ein Überrest dieser Gebirgskette vor, dessen nördlicher, vom Münsterlande begrenzter Rand in den kommenden Epochen die Küste von Meeren und großen Seen bildete. Nach Ablagerungen des Neokom und Gault auf den sich weiter nördlich am Fuße des Gebirges ausbreitenden Niederungen griff eine gewaltige Trans-

gression weit auf die Abhänge über und brachte den Grünsand und die jüngeren Glieder der Kreide auf den Schichten des Karbon in der Richtung der Orte Essen, Dortmund, Rüthen u. s. w. zur Ablagerung. Eine Folge des während turoner und senoner Zeit allmählich erfolgenden Rückzuges des Meeres nach Norden ist es, daß man jetzt bei einem Gange von dem zu Tage tretenden Karbon aus nach Norden auf immer jüngere Ablagerungen trifft, sodaß endlich in der Mitte des Münsterlandes sich die jüngsten Kreideablagerungen vorfinden. Die Granulatenkreide wird demnach zunächst in einer bestimmten Entfernung von dem Grünsandvorkommen in söhliger Lagerung längs des Südrandes des Münsterlandes anzutreffen sein.

Andererseits wurden durch die, wie unten gezeigt werden wird, mindestens schon im Emscher einsetzende und im Tertiär ihren Abschluß findende Aufrichtung des Teutoburgerwaldes die Untersenonschichten längs dieser Erhebung zum Vorschein gebracht, hier jedoch zum größten Teile später wieder zerstört.

Ihre Hauptverbreitung findet die Granulatenkreide am Südrande des Münsterlandes, dessen westlicher, im allgemeinen durch den Dortmund-Ems-Kanal begrenzter Teil in der vorliegenden Arbeit behandelt ist.

Nicht plateauartig, wie man bei der söhligen Lagerung erwarten sollte, sondern in vier langgestreckten, von Ost nach West streichenden Höhenzügen, dem Recklinghäuser Rücken, der Haard, den Borkenbergen, der Hohen Mark und endlich dem Dülmener Höhenzuge, tritt hier die Granulatenkreide auf.[1])

Durch ein breites, diluviales Tal von dem Turon und der Westfalicus-Kreide bei Bochum, Herne u. s. w. getrennt, erhebt sich ein erster von Ost nach West streichender Rücken, auf dem Recklinghausen der bedeutendste Ort ist. Nördlich von demselben stellt sich eine zweite, Haard genannte Erhebung ein, getrennt von dem Recklinghäuser Höhenzuge durch ein diluviales Tal, das sich von Datteln aus nach der Dorstener Ebene hinzieht. Die Trennung zwischen der Haard und den nördlich liegenden, Hohe Mark und Borkenberge genannten, Höhenzügen wird wiederum durch ein jetzt von der Lippe und Stever durchflossenes, sehr breites Tal herbeigeführt. Nördlich von diesen beiden Erhebungen tritt noch einmal nach einer Unterbrechung durch ein breites Ostwesttal Granulatenkreide in dem Seppenrade-Dülmener Höhenzuge auf.

---

[1]) Vergl. Querprofil S. 141.

Der Recklinghäuser Höhenzug. [Meßtischblatt Recklinghausen (2431), Marl (2430), Gelsenkirchen (2503), Bottrop (2502), Dorsten (2429), Waltrop (2432).]

Auf dem Mittelpunkte dieser Erhebung liegt die Stadt Recklinghausen, in deren unmittelbarer Nähe dieselbe an zwei Punkten zu 112 resp. 111 m ansteigt. Die Umgrenzung dieses im allgemeinen über der Isohypse von 60 m liegenden Höhenzuges wird etwa durch die Orte Herten, Westerholt, Buer, Gladbeck, Kirchhellen, Polsum, Marl, Speckhorn, Horneburg, Henrichenburg, Suderwich, Berghausen und Recklinghausen angegeben. Fruchtbare Äcker bedecken die sanftgeneigten Abhänge der Erhebung, deren Kern aus wenig verfestigten Sandmergeln mit festen Zwischenlagen besteht, auf die sich eine bald mehr, bald weniger dicke Decke von diluvialen Sanden, Lehmen u. s. w. legt. Einzelne unbedeutende Täler mit im allgemeinen sanft geneigten Böschungen ziehen sich an den Abhängen nach Süden und Norden zu den beiden begrenzenden, großen Ostwesttälern.

Die Haard. [Meßtischblatt Recklinghausen (2431) und Haltern (2358).]

Die Haard stellt eine Hügelgruppe von fast quadratischem Umriß dar, deren Ränder durch tiefe Täler mit steil abfallenden Böschungen lobenartig zerschlitzt sind. Bald greifen diese nur wenige hundert Meter in den Höhenzug ein, bald ziehen sie sich bis in die Mitte der Erhebung und nehmen alsdann zahlreiche, kleine Nebentäler auf. Insgesamt liegen vier derartige Haupttäler mit verzweigten Nebenschluchten vor. An der Nordseite münden drei. Das kleinste, an der Westseite des Rennberges beginnende, endet oberhalb Bergbossendorf. Das bedeutendste liegt östlich von diesem und wird in seinem unteren Teile von dem Gernebach, dem einzigen, stetig fließenden Gewässer der Haard, durchflossen. Ein drittes, bei Ahsen mündendes Tal bildet die östliche Grenze der Haard und trennt diese von der orographisch zu ihr gehörenden, bis 75 m aufragenden Hügelgruppe in der Gemeinde Datteln (Bauerschaft Klostern).

Die Südseite der Haard weist nur ein größeres Tal in dem „Sinsener Mair“ genannten Gebiete auf, das nördlich der Bauerschaft Sinsen in das Erkenschwicker Tal ausmündet. Die Wasserscheide zwischen diesem und einer nördlichen Nebenschlucht des Gernebachtales ist bis auf 95 m erniedrigt. Dieselbe Erscheinung zeigt sich zwischen dem Gernebach und einem bei Oer ausmündenden kleinen Tale, das sich zwischen dem Stimberg und dem Kaninchenberg hinzieht. Hierdurch wird die Haard in drei kleine Plateaus zerschnitten, aus denen durch die Neben-

täler einzelne sanft gerundete Kuppen und Tafelberge herausmodelliert sind. Die höchste Erhebung derselben liegt auf dem westlichsten und steigt in dem Stimberg genannten Tafelberge bis zu 157,3 m an, während die durch das zuletzt beschriebene Tal von dem Stimberge getrennte Erhebung in dem Kaninchenberge eine Höhe von 135,1 m aufweist. Nördlich von diesen beiden erhebt sich das dritte, das in mehreren Bergen, (Weseler Berge, Rennberg, Dachsberg) zu 125 bis 137 m ansteigt. Demselben ist eine Anzahl kleinerer Berge vorgelagert, die allmählich in die östlich von Dorsten sich ausbreitende Ebene verlaufen. Sande mit Sandsteinbänken und -knollen setzen diese Erhebung zusammen, während am Fuße derselben Mergel und Sande, sämtlich auch hier wieder überdeckt durch diluviale Bildungen, auftreten.

Die Hohe Mark. [Meßtischblatt Wulfen (2357.)] Während sich, wie eben gezeigt wurde, die Haard aus drei Hügelgruppen zusammensetzt, liegt in der Hohen Mark eine völlig einheitliche Erhebung von ovalem Umriß vor, deren Rand ebenso wie der der vorigen durch tiefe, steilabfallende Täler zerschlitzt ist, deren höchste Punkte zwischen 116 und 146 m schwanken (Galgenberg 116, Granatsberg 135, Waldbeerenberg 145,9 m). Von dieser Erhebung gehen wie von der Haard zahlreiche Täler aus, aber diese sind länger und vor allem viel verzweigter als jene. Von dem Waldbeerenberge gehen deren vier aus. Das bedeutendste und zugleich östlichste derselben mündet nach Norden über Lavesum in das Dülmener Haupttal. Ein zweites geht von der Düsterdille über Lünzum in das Lippetal, während die beiden anderen fast parallel zueinander westlich und östlich von Tannenberg, das eine bei Bergbossendorf, das andere bei Lippramsdorf ausmünden. Die nach den anderen Seiten sich erstreckenden Täler sind kleiner und enden teils in das N.-S. streichende Tal, das von Groß-Reken nach Wulfen verläuft und von dem Middelinger-Bache durchflossen wird, teils nach Norden in das große Dülmener Haupttal. Zwischen dem Lippe- und dem Dülmener- Haupttal setzt die Erhebung der Hohen Mark sich weiter nach Westen in der Emmelkämper-, Rüster-, Üfeler-Mark u. s. w. über das durch die Orte Dorsten, Schermbeck, Raesfeld und Velen bezeichnete Gebiet fort, ohne zu bedeutenden Höhen anzusteigen. Im allgemeinen erhebt sich hier das Gelände etwa 60 m und steigt nur in den nördlichen Teilen, in den „Bergen“ bei Borken (Lünzberg, Tannenbülten und Schwarzer-Berg), zu Höhen von ungefähr 100 m und bei Groß-Reken im Melchenberge zu 133,4 m an. Sande mit Quarzit-

und Sandstein-Bänken und Knollen liegen auch hier überdeckt von diluvialen Bildungen auf den höchsten Erhebungen, während an dem Fuß derselben teils Sande, teils Mergel aufgeschlossen sind.

Die Borkenberge [Meßtischblatt Haltern (2358)] bilden die östliche Fortsetzung der Hohen Mark, sind jedoch von dieser durch ein breites Tal bei Sythen getrennt. Sie bilden drei von Osten nach Westen streichende Rücken, die durch tiefe, V förmige Täler getrennt sind und selbst wieder einzelne, scharf abfallende, kegelförmige Berge bilden. Nördlich von ihnen tauchen aus den diluvialen Bildungen noch einige vereinzelte Kuppen, so insbesondere der Steinberg hervor. Weiße und gelbliche Quarzsande schließen zahlreiche braunschwarze Eisenstein-Platten und Brocken ein, die von borkenartigem Aussehen auf allen Abhängen umherliegen und dem Höhenzuge, wie mir scheint, den Namen gegeben haben (vergl. Plattenberg am Harz).

Der Seppenrade-Dülmener Höhenzug. [Meßtischblatt Lüdinghausen (2359), Dülmen (2284), Groß-Reken (2283).]

Im Gegensatz zu den drei letzten bildet dieser Höhenzug einen einfachen, langgestreckten Rücken, der nördlich von Olfen, sich in sanftem Anstieg aus dem diluvialem Stevertale erhebend, anfangs nördlich verläuft und dann über Dülmen nach Lette in die Ost-West-Richtung umbiegt. Kleinere, breite Täler schneiden allerorts in die Erhebung ein, der im Westen eine kurze, parallele Hügelkette bei Merfeld mit dem großen und kleinen Steinberg, dem Humberg u. s. w. vorgelagert ist. Blaue Mergel mit festen Bänken, Sande mit Knauern eines kalkigen Sandsteines lagern in diesem Höhenzuge.

Das Relief dieses Gebietes wird durch breite Täler bestimmt, die im allgemeinen von Osten nach Westen verlaufen; die viel verzweigten Schluchten der obigen Höhenzüge münden in sie ein. Es war mir bisher nicht möglich, das Alter dieser Täler festzustellen, doch ist so viel sicher, daß sie mindestens präglacialen Alters sind, da sich bei Haltern (Ziegelei Hennewig) und bei Recklinghausen (Ziegelei Bönthe) präglaciale Sande in die kleineren Nebentäler legen. Ihre heutige Breite und Gestalt haben sie durch postglaciale Ströme erlangt, die westwärts dem diluvialen Rhein zuströmten, und deren Ablagerungen alle Abhänge in teilweise weit zu verfolgenden Terrassen bedecken. Den Verlauf und die Ablagerungen dieser Täler werde ich demnächst in einer Arbeit über das westfälische Diluvium ausführlich behandeln und möchte in folgendem nur eine kurze Übersicht derselben geben.

Die Kreidebildungen des westlichen Münsterlandes werden

von sechs großen, O.-W. streichenden Tälern durchbrochen. Die nördlichen derselben sind mit einer von mir aufgefundenen Stillstandslage des Eises, deren Endmoräne von Salzbergen, Neuenkirchen, Emsdetten, Münster, Hiltrup, nach Albersloh, Sendenhorst u. s. w. verläuft, und einem großen Stausee zwischen dem Teutoburgerwald und dem Kreidegebiet des westlichen und südlichen Münsterlandes in Verbindung zu bringen. Ob und wie weit diese jedoch für die in der vorliegenden Arbeit inbetracht kommenden Täler in Frage zu ziehen sind, habe ich bisher nicht feststellen können.[1] Von den sechs Haupttälern entfallen vier auf das Gebiet der Granulatenkreide.

Das Emschertal erstreckt sich nördlich von dem Recklinghäuser Höhenzug, dessen südlicher Abhang mit den Ablagerungen desselben bedeckt ist. Dasselbe wird von der in den Rhein mündenden Emscher durchflossen und seine Lage durch den Lauf dieses Flusses angegeben.

Das Erkenschwicker-Tal trennt den Recklinghäuser Höhenzug von der Haard. Dasselbe zweigt sich bei Datteln von dem nächstfolgenden, größeren ab und mündet wie jenes bei Lenkerbeck in die Dorstener Ebene.

Das Halterner-Tal. Die oben erwähnten Borkenberge sind von der Haard durch ein 4 km breites Tal getrennt, das jetzt von Stever und Lippe durchflossen wird. Dieses bei Olfen aus zwei, von der Stever und Lippe durchflossenen Tälern entstehende Haupttal teilt sich bei Haltern, indem hier ein südliches, von der Lippe durchströmtes Tal die Haard von der Hohen Mark trennt, jenseits welcher eine seeartige Erweiterung in der Dorstener Ebene ausgebildet war. Nach Norden zu biegt sich von dem Haupttale eine breite Stromrinne über Sythen nach Dülmen in das große Dülmener Haupttal. Dasselbe ist als Fortsetzung des vorigen zu betrachten, aus dem zwei Quertäler westlich und östlich der Borkenberge in dasselbe übergehen. Über Dülmen, Coesfeld und Lavesum, Groß-Reken, Velen zieht sich dieses Tal nach Westen hin.

Diluviales Rheintal. Die soeben beschriebenen Täler münden sämtlich in das diluviale Rheintal aus, dessen Ostufer sich östlich von Dorsten durch die Emmelkämper-Mark u. s. w. nach Borken hinzieht.

Die Ablagerungen dieser diluvialen Flußläufe bestehen aus

---

[1]) Krusch hat auf der Jahresversammlung des Naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen in Dortmund, Pfingsten 1904 große Täler aus der Umgebung Dortmunds bekannt gegeben. Die Fortsetzung eines derselben bildet das weiter unten beschriebene Emschertal.

Sanden, Schottern, Kiesen und Lehmen. Sande und Schotter spielen die Hauptrolle. Die beiden ersteren sind gewöhnlich in Terrassen abgelagert und finden sich auf den Abhängen aller Höhenzüge mit dem Unterschiede, daß die den Sanden eingelagerten Schotter auf den Mergelrücken mehr Mergelbrocken, auf den übrigen Höhenzügen viel Sandstein-, Quarzit- und Eisensteinbrocken führen. Derartige ungeschichtete Sande mit Schotterzwischenlagerungen finden sich an allen Abhängen und legen sich in einer Mächtigkeit von fast einem Meter sogar auf den höchsten Punkt der Erhebungen, den Stimberg.

Eigentümlich ist diesem Gebiet ein sehr feiner Sand von lichtgelblichbrauner Farbe, der von den Bewohnern jener Gegend Melm genannt wird. Dieser zieht sich in der Hohen Mark auf die höchsten Gipfel (Waldbeerenberg 147 m) in fast gleichmäßiger Dicke und ist, den Tälern innig angeschmiegt, auf alle Abhänge derselben gleichmäßig abgelagert. Das Alter des Melm ist nach einem Profil in der Ziegelei Hennewig bei Haltern postglacial. Er besteht zu zwei Drittel aus einem mehlartigen Quarzstaub von eckigen Umrissen, der sich in die Poren einreiben läßt, zu einem Drittel aus größeren Körnchen von Quarz und Eisenstein, die fast stets völlig gerundet sind. Der Melm ist als ein Niederschlag der vor dem Rhein aufgestauten Schmelzwasser des Inlandeises aufzufassen.

Die Ablagerungen dieses diluvialen Rheinstromes selbst bestehen aus wenig diskordant gelagerten Quarzen, Grauwacken, Lyditen, Buntsandsteinen und sind östlich von Dorsten bis nach Borken hin an zahlreichen Punkten vortrefflich aufgeschlossen (Sande, Kiese, Gerölle).

Außer diesen fluvioglacialen Ablagerungen ist an mehreren Orten auch Grundmoräne entwickelt, so bei Olfen, Selm, Recklinghausen, Westerholt, Haltern, Klein-Reken und Borken.

Diese diluvialen Ablagerungen bedecken fast überall mit ganz geringen Ausnahmen die Granulatenkreide, die nur durch Wegeeinschnitte, Mergelgruben, Ziegeleien, Steinbrüche, insbesondere aber durch Brunnen- und Zechenanlagen aufgeschlossen ist.

Außer dieser diluvialen Bedeckung lagert sich am Westrande der Granulatenkreide das Tertiär auf, dessen Lagerungsverhältnisse zur Kreide Hosius in zwei Arbeiten [1]) behandelt hat. In der Umgebung von Coesfeld wird die Granulatenkreide endlich von der Quadratenkreide in der Fazies der *Becksia Soekelandi* überlagert.

---

[1]) Über den Septarienton von Schermbeck. Verhandl. Naturhist. Ver. **44**, 1887, S. 1—16 und Über die Verbreitung des Mitteloligocäns westlich von der westfälischen Kreideformation und nördlich von der Weserkette. Ebenda **46**, 1889. S. 51—95.

II.

Die Granulatenkreide.

In der Einleitung zu dem geologischen Teil dieser Arbeit wurde bereits die bisherige, durch SCHLÜTERS grundlegende Arbeiten gegebene Horizontierung des westfälischen Untersenon angeführt. Es wurde dabei angedeutet, daß durch die in den letzten Jahren entstandenen Aufschlüsse und an der Hand des hierbei aufgesammelten, viel umfangreicheren und zum größten Teil neuen Materiales die bisherige Einteilung sich nicht aufrecht erhalten läßt, sondern daß zunächst eine Zweiteilung in eine untere und eine obere Granulatenkreide deutlich ausgesprochen ist. Es sollen in folgendem die einzelnen Aufschlüsse dieser beiden Abteilungen, sofern sie für die Horizontierung von Wichtigkeit sind, einer Besprechung unterzogen werden.

A. Die untere Granulatenkreide.

(SCHLÜTERS Recklinghäuser Mergel mit *Marsupites* + ein Teil der quarzigen Gesteine von Haltern mit *Pecten muricatus.)*

Als unterstes Glied des westfälischen Untersenon stellte SCHLÜTER eine „Zone des Sandmergels von Recklingshausen mit *Marsupites ornatus*“ auf. „Sie besteht[1]) aus einem schmutzig gelben, sandigen Mergel mit grünen Eisensilikatkörnern, in welchem plattgedrückte Nieren eines sandigkalkigen Gesteines einzelne feste Bänke bilden.“ In der dortselbst gegebenen Faunenliste nennt SCHLÜTER: *Ostrea sulcata* BL., *Pecten virgatus* NILSS. *Bourgueticrinus ellipticus* MILL., *Holaster* sp.?. *Micraster coranguinum* LESKE., *Marsupites ornatus* SOW., zu denen außer den beiden Leitfossilien seines Untersenon aus seinen späteren Schriften noch einige wenige hinzukommen.

SCHLÜTER hat in dieser Zone offenbar alle Bildungen zusammenfassen wollen, die vom Emscher unterteuft und von den Sanden der Haard, speziell von denen am Stimberge überlagert werden. Seine petrographische und faunistische Schilderung paßt aber nur auf die oberen Bildungen dieser Zwischenlagerung, auf die durch Verwitterung rotbraun gefärbten Mergel, wie sie gerade für die nächste Umgebung Recklinghausens charakteristisch sind. Die inzwischen neu entstandenen Aufschlüsse zeigen jedoch, daß sich zwischen den graubraunen Sandmergeln und dem durch das häufige Vorkommen des *Inoceramus Haenleini* G. MÜLLER und *Inoc. cycloides* n. sp. charakterisierten, blauen, tonigen Mergeln des oberen Emscher Schichten von 30—40 m Mächtigkeit einschieben, die

[1]) SCHLÜTER a. a. O. S. 378.

tonig-sandig und von blaugrauer Farbe sind und gewöhnlich keine Differenzierung in lockere Mergel und verfestigte Bänke zeigen, deren Zugehörigkeit zum Untersenon im Sinne Schlüters nach den vorgefundenen Fossilien unstreitig ist.

Die wichtigsten Aufschlüsse in diesem Horizont waren die beiden Schachtanlagen der Zeche Emscher Lippe bei Datteln, wo Herr Bergmeister Wiesmann eine Sammlung von Versteinerungen zusammenbrachte. Auf verschiedenen Besuchen konnte ich dort folgendes Profil feststellen. Unter schmutzig-gelben Mergeln, die zwei vollständige Kelche des *Uintacrinus westfalicus*, ferner *Serpula gordialis*, *Inoc. Brancoi*, *Inoc. regularis*, *O. semiplana*, ein typisches Exemplar des *Actinocamax granulatus* und endlich *Scalpellum maximum* lieferten, wurden hier graublaue, rasch zerfallende, sandige Mergel aufgeschlossen, in denen ich folgende Fossilien sammeln konnte:

Inoceramus cardissoides Goldf.
„ *cycloides* n. sp.
„ *subcardissoides* Schlüter.
Pleurotomaria regalis A. Roem.
Trochus polonicus. Favre.
Aporrhais Bodei G. Müller.*[1])
Volutilithes subsemiplicatus d'Orb.
Nautilus sublaevigatus d'Orb.
Hauericeras pseudogardeni Schl.?
Baculites incurvatus Duj.
„ *brevicosta* Duj.
Actinocamax granulatus Blv.
Koprolithen.

In seinem Schema der Gliederung des norddeutschen Senon erwähnt G. Müller auch das 1/4 Stunde entfernte Henrichenburg als Fundpunkt des *Inoceramus cardissoides*. Die dort zu Tage tretenden, dünnschichtigen Mergel waren zwischen Horneberg und dem Hebewerke im Jahre 1903/04 durch die Hamm-Osterfelder-Eisenbahn vortrefflich aufgeschlossen, aber so arm an Versteinerungen, daß ich außer *Inoc. regularis* d'Orb. kein Fossil auffand. Erst unter diesen Mergeln, die nach ihrer Lagerung und dem einzigen Fossil dem Uintacrinuslager von Emscher-Lippe angehören, finden sich die Mergel mit *Inoc. cardissoides*, die in mehreren Schächten des Hebewerkes aufgeschlossen waren. Wann hier der von G. Müller erwähnte *Inoc. Haenleini* auftrat, war nach einer freundlichen, mündlichen Mitteilung des Herrn Dr. G. Müller nicht mehr festzustellen. Es ist nach

---

[1]) häufig.

dem unweit entfernten Aufschluß auf Emscher-Lippe aber mit Sicherheit anzunehmen, daß der Emscher erst in den tiefsten Lagen der Brunnen angetroffen wurde[1]). Auf Emscher-Lippe konnte ich das Auftreten des Emscher bei ca. 50 m feststellen.

Bei Anlage des Schachtes V der Zeche Blumenthal stellten sich ebenfalls bei ca. 50 m Tiefe die Inoceramen der Grenzschichten von Westfalicus- und Granulatenkreide ein, die von graublauen, sandigen Mergeln und zuoberst von dem Recklinghäuser Sandmergel überlagert wurden. Da bei meinem ersten Besuche hier die Abteufarbeiten schon weiter vorgeschritten waren, konnte ich nur noch in dem unteren Teile dieser Mergel den *Inoc. cardissoides* feststellen.

Das Gesamtresultat dieser drei Aufschlüsse ist demnach, daß sich zwischen dem oberen Emscher und dem eigentlichen Recklinghäuser Mergel ein Schichtenkomplex von etwa 40 m Mächtigkeit einschiebt, der durch *Inoc. cardissoides* charakterisiert ist und das Äquivalent der von G. Müller für den Harzrand aufgestellten Zone bildet.

Bei der Besprechung des diese Zone des *Inoc. cardissoides* überlagernden Recklinghäuser Mergels, welcher der Hauptsache nach den Recklinghäuser Höhenzug zusammensetzt, sollen zunächst die Aufschlüsse in der nächsten Umgebung von Recklinghausen, dann die Mergel am südlichen Fuße der Haard und an der Hand des aus diesen Aufschlüssen gewonnenen Profiles, endlich die äquivalenten Bildungen des übrigen Recklinghäuser Höhenzuges und die weiteren Vorkommen am Rande der Haard und Hohen Mark betrachtet werden.

Den Recklinghäuser Mergel fand ich in der nächsten Umgebung Recklinghausens insbesondere bei Schacht- und sonstigen Zechenanlagen vortrefflich aufgeschlossen.[2])

---

[1]) Es ist nicht zulässig, das Eintreten des Emscher ganz allgemein nach dem Tongehalte und der Klüftigkeit des Mergels oder dem Fehlen fester Bänke zu bestimmen. Von den tonigen, zusammenhängenden, unteren Mergeln ist ein allmählicher Übergang durch mehr sandige, zerklüftete Mergel in den Recklinghäuser Sandmergel festzustellen, aber dieser Übergang tritt nicht konstant in demselben Niveau auf, sondern die sandige Facies stellt sich bald früher, bald später ein. Genau so verhält es sich mit dem Auftreten fester Bänke im Recklinghäuser Mergel. Diese sind durchaus nicht auf denselben beschränkt, sondern finden sich auch im Emscher. (Vergl. dagegen Mittelschulte S. 335.)

[2]) Bei der Aufsammlung der Fossilien wurde ich insbesondere von Herrn Hennigfeld, Betriebsführer auf Blumenthal III/IV, dem ich auch hier meinen herzlichsten Dank ausspreche, in liebenswürdigster Weise unterstützt.

Der Mergel zeigt hier überall das von SCHLÜTER geschilderte Aussehen. Lockere Sandmergel von schmutzig-gelb-brauner Farbe wechseln mit Bänken eines festen, grauen bis graublauen Mergels, auf dem man häufig die Bruchflächen von Kalkspatindividuen wahrnimmt, und in dem zahlreiche Glaukonitkörnchen eingesprengt sind. Der Mergel ist arm an Fossilien, und nur durch seit Jahren gemachte Aufsammlungen habe ich eine größere Anzahl derselben zusammengebracht.

Die besten Aufschlüsse waren auf Zeche Blumenthal, sowie in den nächstjüngeren Schichten beim Erweiterungsbau des Eisenbahneinschnittes Recklinghausen vorhanden.

An ersterem Fundpunkte sammelte ich:

Uintacrinus westfalicus SCHL.
Bourgueticrinus ellipticus MILL.
Inoceramus Brancoi n. sp.*[1])
„ *regularis* D'ORB.
Pinna cretacea SCHLOTH.
Nautilus sublaevigatus D'ORB.
„ *westfalicus* SCHL.

Die Schichten dieses Aufschlusses werden von denen in dem nahe gelegenen Eisenbahneinschnitte durch den Recklinghäuser Höhenzug unmittelbar überlagert. Ich sammelte dort:

Uintacrinus westfalicus SCHL.
Bourgueticrinus ellipticus MILL.
Micraster recklinghausenensis SCHL.
Stellaster Coombii GEINITZ.
Serpula gordialis D'ORB.
Pinna cretacea SCHLOTH.
Inoceramus lobatus MÜNST.
„ *Brancoi* n. sp.*
Cucullaea subglabra D'ORB.
Nautilus sublaevigatus D'ORB.
Scalpellum maximum SOW.
Calianassa Faujasi DESM.

BATHER erwähnt von dort auch *Actinocamax verus*. Der einzige *Inoc. lobatus* dieses Fundpunktes zeigt deutliche Übergänge zu *Inoc. cardissoides* Die wichtigsten Fossilien beider Fundpunkte sind sodann *Uintacrinus westfalicus*, *Inoc. Brancoi* und *I. irregularis*. Diese sind bezeichnend für die bei Recklinghausen entwickelten Mergel und sind in Westfalen bisher niemals in höherem oder niederem Niveau gefunden worden. Der obigen Fauna sind aus zerstreuten Aufschlüssen der Umgebung von Recklinghausen, insbesondere aus Mergelgruben, noch folgende Versteinerungen hinzuzufügen:

[1]) häufig.

Ostrea semiplana Sow.
„ *conirostris* Münst.
Exogyra laciniata Nilss.
Cyclostreon Nilssoni Hag.
Spondylus spinosus Sow.
Hauericeras Buszii n. sp.
Actinocamax granulatus Blv.

In höherem Niveau auf dem Recklinghäuser Höhenzuge liegende Aufschlüsse sind mir nur am Kuniberge (Wegeeinschnitt und Kelleranlage Winkelmann) bekannt geworden, doch waren dieselben so unbedeutend bezw. so fossilarm, daß sie keine nähere Bestimmung gestatten. *Exogyra laciniata* und *Ostrea semiplana* sind die einzigen Fossilien, die ich in dem petrographisch nicht veränderten Mergel sammelte.

Die bei Recklinghausen entwickelten Bänke fallen mit äußerst geringer Neigung, die wegen der unregelmäßigen Oberfläche derselben nicht gemessen werden konnte, nach Norden hin ein und sind erst nördlich von dem Erkenschwicker Tal bei Oer und am Fuße der Haard wieder aufgeschlossen. Auf dem Levenkämpken in der Bauerschaft Sinsen waren sie in 80 m Meereshöhe früher vortrefflich in einer Anzahl von Mergelgruben aufgedeckt. Es fanden sich dort nach der Sammlung des Museums der Universität Münster folgende Arten:

Marsupites ornatus Miller (Platten*)
Serpula gordialis Schloth.
Rhynchonella plicatilis Sow.
Terebratulina chrysalis Schloth.
Pecten Faujasi Defr.
Ostrea cf. ungulata Schloth.
„ *Goldfussi* Holzapfel.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra laciniata Nilss.
„ *plicifera* Duj.

In den Mergeln des Levenkämpkens liegen, wie bei der Besprechung der Lagerungsverhältnisse des Recklinghäuser Mergels zu den Sanden von Haltern weiter ausgeführt werden wird, die höchsten Schichten des Recklinghäuser Mergels vor. Die Leitfossilien der auf Zeche Blumenthal III/IV u. s. w. entwickelten Mergel fehlen hier völlig, es treten hier aber *Marsupites*-Platten in ziemlicher Häufigkeit auf. *Marsupites ornatus* charakterisiert nach Schlüter den ganzen Recklinghäuser Mergel, war aber aus demselben bisher nur von diesem Fundpunkte bekannt geworden und charakterisiert danach nur die höchsten

Schichten des Recklinghäuser Mergels, d. h. die obere Abteilung der unteren Granulatenkreide.

Nach den bisher gegebenen Beobachtungen läßt die untere Granulatenkreide des Münsterlandes demnach folgende Dreiteilung von oben nach unten zu:

3. Zone des *Marsupites ornatus.*
2. Zone des *Uintacrinus westfalicus. Inoc. Brancoi u. Inoc. regularis.*
1. Zone des *Inoc. cardissoides.*

Bedeutende Aufschlüsse waren ferner auf dem Paschenberge bei Herten und auf der Zeche Graf Waldersee bei Horneburg vorhanden.

Im Eisenbahneinschnitte des Paschenberges sammelte ich:

Ostrea semiplana Sow.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra haliotoidea Sow.
„ „ *var. planospirites* Goldf.
„ *laciniata* Nilss.
Inoceramus Haenleini G. Müller.
„ *cycloides* n. sp.
Nautilus gosavicus Redt.
Mortoniceras texanum F. Roem.
Actinocamax westfalicus-granulatus Stolley.
„ *granulatus* Blv. (typ.)

Über das vereinzelte Vorkommen des *Inoc. Haenleini* ist das Nähere bei dieser Art mitgeteilt. In dem Museum zu Münster liegen mit der Bezeichnung Herten außerdem *Bourgueticrinus ellipticus, B. Listeri* und *Pentacrinus carinatus,* die allem Anscheine nach aus der Nähe der Zeche Ewald aus Mergeln, welche die des Paschenberges unterlagern, stammen. Es scheint in diesen Mergeln die mittlere, und in den Mergeln des Paschenberges die obere Abteilung der unteren Granulatenkreide vertreten zu sein.

Beim Bau der Ventilatoranlagen auf Zeche Graf Waldersee wurde diese letztere ebenfalls aufgeschlossen.

Ich sammelte dort:

Marsupites ornatus Mill.
Micraster recklinghausenensis Schl.
Ostrea semiplana Sow.
Gryphaea vesicularis Lam.
Inoc. lobatus d'Orb.
Hauericeras Buszii n. sp.
Ancyloceras bipunctatum Schlüter.
Actinocamax verus Mill.

Unter diesen wurden bei der Schachtanlage Mergel mit *Inoc. Brancoi* angetroffen.

Als letzter Fundpunkt auf dem Recklinghäuser Höhenzuge ist Kirchhellen zu erwähnen, wo Hosius

Bourgueticrinus ellipticus Mill.
Cidaris-Stacheln.
Zeuglopleurus pusillus A. Roemer.
Serpula gordialis Schloth.
Ostrea semiplana Sow.
Exogyra lateralis Nilss. sammelte.

Von Polsum bei Marl beschrieb Schlüter (Beiträge S. 25) feste, sandige Kalkmergel mit *Bourgueticrinus ellipticus* und *Pecten quadricostatus*.

Bei der Verfolgung der Recklinghäuser Mergel nach Norden wurde vorhin die untere Granulatenkreide am Levenkämpken bei Sinsen verlassen. Ein Kilometer westlich vom Levenkämpken wurde bei der Bahnhofsanlage der Zeche Augusta Viktoria am Abhange des Petersberges ein in derselben Meereshöhe liegender Formsand (Textfig. 1) unter fluvioglacialen Bildungen aufgedeckt, in dem ich ziemlich häufig *Exogyra lateralis* und außerdem *Ostrea semiplana*, *Gryphaea vesicularis* und *Exogyra laciniata* vorfand. Diese Formsande lassen sich über Hämmchen nach dem Annaberg und von diesem nach Holtwick verfolgen. Den besten Aufschluß bietet die Formsandgrube von Koene an der Nordseite des Annaberges. Da ähnliche Profile in den anderen Gruben und Aufschlüssen wiederkehren, sei dasselbe hier ausführlich mitgeteilt.

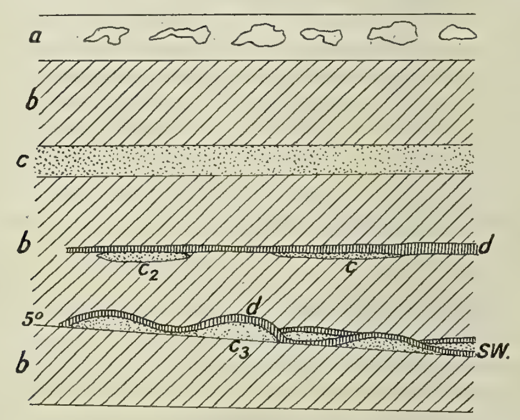


Fig. 1. Profil aus der Formsandgrube von Koene am Annaberge bei Haltern.
a. Sand mit Quarzitknollen c. Sand und Grand
b. Formsand d. Ton.

Das Profil zeigt, daß der Boden des die Sande ablagernden Meeres bewegt war. Dafür sprechen zunächst die Mollusken, die fast nie in doppelklappigen Exemplaren und häufig zerbrochen eingebettet sind, dafür sprechen die fast stets horizontal liegenden Spongien und endlich am bestimmtesten die Grandeinlagerungen (c. 2 u. 3). Sie stellen Querschnitte, bald von lentikulären Grandschlieren, bald langgestreckten Grandwellen dar, die in Abständen von etwa einem Meter von NW nach SO, also senkrecht zu der nach SW unter einem Winkel von 5^{0} einfallenden Schicht verlaufen. Sie stellen offenbar wellenfurchenartige Bildungen dar, die nach der Sortierung des Materiales wahrscheinlich durch eine von NO kommende Strömung hervorgerufen wurden. An mehreren Punkten, so insbesondere bei Bergbossendorf und im Hundegraben westlich vom Annaberg, liegen in dem Formsande unregelmäßige, kugelige und birn- oder plattenförmige Konkretionen eines blauen, sehr harten Quarzites, die früher als vorzügliches Wegebaumaterial gewonnen, jetzt jedoch wegen der mächtigen Decksande der Konkurrenz des Basaltes völlig haben weichen müssen. Eigentümlich ist es, daß in diesen Formsanden das am schwersten lösliche Material in Lösung kommt, eine Erscheinung analog derjenigen des Schriftgranites von Waxholm in Schweden, aus dem der Quarz herausgewittert ist. An Fossilien konnte ich folgende Arten auflesen:

Spongien.*[1])
Rhynchonella plicatilis Sow.
Pinna quadrangularis Goldf.*
Lima canalifera Goldf.*
„ *semisulcata* Nilss.
Pecten quadricostatus Sow.
„ *muricatus* Goldf.*
Ostrea semiplana Sow.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra lateralis Nilss.
„ *laciniata* Nilss.*
„ *plicifera* Duj.*
Trigonia vaalsiensis J. Böhm.*
Delphinula tricarinata A. Roemer.
Trochus Ryckholti J. Müller.

Lippe aufwärts sind die Formsande zum letzten Male bei Hämmchen in Brunnen aufgeschlossen. Bei den weiter östlich liegenden Brunnenanlagen werden stets reine Quarzsande mit Muschelresten angetroffen. Der am Arenbergischen Försterhause liegende Brunnen (80 m ü. d. M.) führte bis zu 40 m Tiefe

[1]) häufig.

reine Quarzsande.[1]) Größere Aufschlüsse sind selten und wohl zum ersten Male bisher bei dem Chausseebau Bossendorf-Flaesheim entstanden. Hier wurden die Abhänge der Haard auf etwa 8 m angeschnitten. In Quarzsanden, die bald weiß, bald gelb oder pfirsichrot bis braun gefärbt waren, lagen zuoberst Eisensteinplatten und sonst überall unregelmäßige Konkretionen. Diese waren bald durch Eisenoxyd, bald durch Kieselsäure oder durch beide zu mehr oder weniger festen Sandsteinen und Quarziten verbunden, deren Farbe ebenso wie die der Sande variierte. Außer Eisensteinplatten liegen fast kugelige oder auch ganz bulböse Gebilde mit 1—2 cm Wandungsdicke und 10—30 cm Durchmesser vor. Dieselben sind mit Sanden gefüllt, die im Gegensatze zu den die Konkretionen umgebenden, stark gefärbten ganz weiß sind. Doch kann auch der umgekehrte Fall vorliegen. Einige dieser Knollen führten eine ausgezeichnete Fauna. Ich sammelte dortselbst:

Credneria triacuminata Hampe.
Marsupites ornatus Mill.*[2])
Cardiaster jugatus Schl.
Catopygus sp. ?*
Serpula gordialis Schloth.
Pinna quadrangularis Goldf.*
Inoceramus Haenleini G. Müller (leg. Hosius.)
„ *lobatus* Münst.
„ *lingua* Goldf.
„ *nasutus* n. sp.
Lima canalifera Goldf.
Pecten quadricostatus Sow.
„ *muricatus* Goldf.*
„ *virgatus* Nilss.
„ *cf. spatulatus* Roem.
„ *dentatus* Nilss.
Gryphaea vesicularis Lam.*
Exogyra laciniata Nilss.*
Modiola capitata Zittel.
Pholadomya nodulifera Münst.
Teredo voracissima J. Müller.*
Turritella sexlineata A. Roem.*

Einzelne Knollen steckten voll von *P. quadrangularis,* deren dichtgedrängte Schalen noch senkrecht zur Schichtung standen, andere führten außerordentlich häufig Stielglieder und Kelchplatten von *Mars. ornatus,* von dem ich auch drei Kelche vorfand.

[1]) Nach Aussage des Försters Keimer.
[2]) häufig.

Westlich von diesem Aufschlusse gehen die Sande von Flaesheim in Formsand (Annaberg) und von diesem in Mergel (Bergbossendorf) über. Diese Faziesbildungen sind sämtlich charakterisiert durch *Mars. ornatus*. Der Übergang von Sand in Formsand und Mergel ist auch von einer „Hanower" genannten Erhebung aus nach Südwesten zu verfolgen. Während auf jenem Hügel durch die Aufdeckung eines römischen Lagers gelbe Sande mit Spongienknollen aufgeschlossen waren, folgen im Hundegraben Formsande und 1 km südlich bei Eppendorf Mergel, in deren Fortsetzung jene von Bergbossendorf liegen. Nach Westen zu sind diese Ablagerungen infolge der Bedeckung durch obere Granulatenkreide einer weiteren Beobachtung nicht zugänglich. Der Übergang der Formsande in die Mergel geht in der Weise vor sich, daß sich in die ersteren einzelne Mergelbänke keilartig einschieben und dann nach Süden zu an Dicke und Zahl zunehmen. Das Auskeilen einer derartigen Mergelbank nach Norden ist sehr gut in einer „Muhle's Sandlock" genannten Formsandgrube am Annaberg (Hundegraben) zu beobachten. Der Mergel selbst ist vorzüglich in der Gemeindemergelgrube Bergbossendorf aufgeschlossen. In diesen schmutzig gelben bis blaugrauen Mergeln, die eine Wechsellagerung von festen und lockeren Schichten[1]) in der Weise zeigen, daß die festen nach unten zu häufiger eintreten und etwa 1 m von einander entfernt sind, sammelte ich folgende Fossilien:

Marsupites ornatus Miller.
Serpula gordialis Schloth.
„ *ampullacea* Sow.
„ *planorbis* Geinitz.
Rhynchonella plicatilis Sow.*[2])
Inoceramus lobatus Münst.
Pecten quadricostatus Sow.*
„ *muricatus* Goldf.*
„ *Faujasi* Goldf.
Spondylus spinosus Sow.
Anomia lamellosa A. Roem.
„ *subtruncata* d'Orb.
Ostrea semiplana Sow.
„ *armata* Goldf.*

---

[1]) 1,20 m lockerer Mergel. 10 cm Lage zerstreut auftretender, fester Knollen. 1,60 m lockerer Mergel. 35 cm feste Bank. 1,30 m lockere Mergel. 20 cm feste Bank. 40 cm lockerer Mergel. 25 cm feste Mergelbank. 1,60 m lockerer Mergel. 20 cm feste Bank. 1,20 m lockerer Mergel. 15 cm feste Bank. 1 m lockerer Mergel.
[2]) häufig.

Ostrea Goldfussi Holzapfel.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra lateralis Nilss.
„ *haliotoidea* Sow.
Exogyra haliotoidea var. planospirites Goldf.
„ *laciniata* Nilss.*
„ *plicifera* Nilss.
Panopaea tricypha n. sp.
Siliqua sinuosa G. Müller.
Cucullaea subglabra d'Orb.
Goniomya designata Goldf.
Teredo voracissima J. Müller.
Turritella sexlineata A. Roem.
Actinocamax granulatus Blv. (typ.)

In Eppendorf (Kolon Schild, Grave u. a.) und auf dem Galgenberge werden unter einer wenige Meter mächtigen, diluvialen Bedeckung stets feste Mergel bis zu 40 m Tiefe (Bergmann Wiethof-Galgenberg) angetroffen, in die sich bei 10 m Tiefe eine dünne Schicht, und bei 14 m eine 3 m mächtige Bank eines „fließenden" Formsandes einschiebt. Mergel mit festen Bänken, die *Pecten quadricostatus* und *muricatus* führten, fand ich in einem Brunnen auf der Freiheit aufgeschlossen (Bergmann Lahmann.). Größere Aufschlüsse finden sich erst wieder am linken Ufer der Lippe bei Herne. Einzelne feste Mergelbänke, deren bei der Brunnenanlage des in unmittelbarer Nähe liegenden Kötters Koch vier aufgeschlossen wurden, wechsellagern mit einem sehr sandigen, gelbbraunen Mergel, in denen ich folgende Versteinerungen vorfand:

Marsupites ornatus Miller.
Serpula ampullacea Sow.
Pecten quadricostatus Sow.*
„ *muricatus* Goldf.
„ *Faujasi* Defr.
Anomia lamellosa Roem.*
Turritella sexlineata F. A. Roem.
Calianassa Faujasi Desm.

Außerdem Spongien- und Bryozoenreste.

Ähnliche Mergel werden nach Angabe der Grundbesitzer in der in der 2 km westlich liegenden Bauerschaft Sickingmühle bei Brunnenanlagen überall angetroffen (z. B. Amerkamp). Südlich von dem Hause des Schusters Kuhlmann wurde früher ein blauer Mergel gegraben, den ich nicht mehr aufgeschlossen fand, den aber wahrscheinlich Schlüter[1]) erwähnt und in dem er „*Serpula*

---

[1]) Geognostische Aphorismen S. 25.

gordialis und einige Trümmer von Bivalven" vorfand.

Schlüter gelangt zu dem Resultat, daß „bei der söhligen Lagerung ein unzweifelhafter Zusammenhang dieser Mergel mit den Schichten von Recklinghausen und Polsum bestehe." An einer Äquivalenz dieser Mergel mit denen von Recklinghausen ist in der Tat nicht zu zweifeln, aber gleichzeitig ist es ebenfalls sicher, daß in den wenig nördlich liegenden Aufschlüssen bei Herne, Bergbossendorf, am Fuße des Annaberges und bei Flaesheim Äquivalente des Recklinghäuser Mergels und zwar der oberen Abteilung desselben vorliegen, daß mithin auch längs der Lippe die untere Granulatenkreide prächtig entwickelt ist, hier jedoch einen Übergang von der mergeligen zur sandigen Fazies zeigt. Diese Ablagerungen sind ausgezeichnet durch das Vorkommen des *Marsupites ornatus*, mit denen vergesellschaftet *Pecten muricatus* häufig vorkommt, der gleichzeitig sich aber auch in der nächst jüngeren Abteilung, der oberen Granulatenkreide, vorfindet.

Die mergelige Fazies hält nach Westen zu an, doch gehen bei Dorsten die graubraunen sandigen Mergel in blaue, tonige über. Hosius gab schon vor 40 Jahren von diesem fossilreichsten Punkte der westfälischen Granulatenkreide eine Fossilienliste. Inzwischen hat sich die Zahl der dort von Hosius und mir gefundenen Fossilien verdoppelt. Im Museum zu Münster werden von dort aufbewahrt:

Marsupites ornatus Mill.
Pentacrinus cf. *nodulosus* Roem.
Serpula gordialis Schloth.
„ *ampullacea* Sow.
„ *cincta* Goldf.
„ *planorbis* Geinitz.
Rhynchonella plicatilis Sow.
„ *vespertilio* Brocchi.
Pecten quadricostatus Sow.
„ *muricatus* Goldf.
„ *Faujasi* Defr.
„ *cretosus* Defr.
„ *virgatus* Nilss.
Lima canalifera var. multicostata.
Inoceramus lobatus Münst.
Inoceramus lingua Goldf.
Anomia lamellosa Roem.
„ *subtruncata* d'Orb.
Ostrea semiplana Sow.
„ *armata* Goldf.

9*

Ostrea conirostris Münst.
„ cf. *ungulata* Schloth.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra lateralis Nilss.
„ *haliotoidea* Sow.
„ *laciniata* Nilss.
„ *plicifera* Duj.
Cyclostreon Nilssoni Hag.
Spondylus spinosus Sow.
„ *subtruncatus* d'Orb.
„ *lamellatus* Nilss.
Cucullaea subglabra d'Orb.
Radiolites Mülleri n. sp.
Pleurotomaria regalis A. Roem.
„ cf. *plana* Münst.
Turritella sexlineata A. Roem.
Act. granulatus Blv. (typ.)[1]

Die blauen, tonigen Mergel sind von einer mehrere Meter mächtigen, graubraunen Verwitterungsschicht bedeckt und enthalten zahlreiche weiße, kantige und gerundete Quarze, Quarzite und gelb bis schwarz gefärbte, tonige Phosphorite eingesprengt, die sämtlich auf Fische zurückzuführen sein dürften.

Nördlich von Dorsten liegen in der Emmelkämper Mark unter Rheinkiesen Bänke eines leicht zerreiblichen, rotbraunen Sandsteines, in denen Schlüter[2]) *Ex. laciniata*, *Panopaea Jugleri* Roem., *Trigonia aliformis*, *Anomia*, *Mactra angulata* und *Serpula* vorfand. Unter diesen Fossilien ist keines, das einen bestimmten Schluß gestattete, nach den Lagerungsverhältnissen ist es aber höchst wahrscheinlich, daß hier Äquivalente der Dorstener Mergel und gleichzeitig der Kalksande und Mergel von Lembeck vorliegen. An dem Middelingerbache stehen überall Sande mit einzelnen festen Bänken an, die beide zahlreiche Muschelfragmente enthalten. Der Sand ist grobkörnig und von Schichten erbsengroßer Rheinkiese und kleinerer Phosphorite durchzogen.

Folgende Fossilien wurden von Hosius und mir dortselbst vorgefunden:

Bourgueticrinus ellipticus Mill.?
Serpula carinata n. sp.

---

[1]) Nach Beendigung der Arbeit konnte ich eine Anzahl weiterer Fossilien sammeln, die nicht mehr in die Arbeit aufgenommen werden konnten.

[2]) a. a. O. S. 26.

Pecten quadricostatus Sow.
„ *muricatus* Goldf.
„ *Faujasi* Defr.
„ *septemplicatus* Nilss.
Anomia lamellosa Roem.*
Ostrea cf. *ungulata* Schloth.
„ *diluviana* Linné.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra plicifera Duj.
Radiolites Mülleri n. sp.
Mactra angulata Sow.
Calianassa Faujasi Desm.

In der Umgebung Klein-Rekens und Heidens sind in zahlreichen Gruben lockere Mergel mit festen Bänken aufgeschlossen, deren Fauna sich der vorigen unmittelbar anschließt. *Rad. Mülleri* fehlt und ebenso *Mactra angulata*, doch treten *Ostrea Goldfussi*, *Ex. laciniata* und *haliotoidea*, *Chama costata*, *Lima semisulcata* und *Turritella multilineata* hinzu, und *Act. granulatus* findet sich ziemlich häufig in typischen Exemplaren. Hiernach und auf Grund der Lagerung sind diese Ablagerungen der unteren Granulatenkreide zuzustellen und als Äquivalente des Recklinghäuser Mergels, nicht, wie das auf der geolog. Karte Dechens zum Ausdrucke kommt, der Sande der Haard aufzufassen.

Weiter westlich ist die Granulatenkreide sodann bei Borken entwickelt. In dem an der Kunststraße nach Wesel liegenden Kalkbruche Wigering fallen unter einem Winkel von 6 bis 9° nach SO kalkige Mergel (bis 40% Kalk) ein, zwischen denen verfestigte Kalkmergel lagern. Ich fand hier:

Inoceramus Haenleini G. Müller.
„ *cardissoides* Goldf.
„ *cycloides* n. sp.
Exogyra lateralis Nilss.
Ostrea semiplana Sow.

Es liegen hier demnach die Grenzschichten des Emscher und der Granulatenkreide vor.

Südöstlich von diesem Kalkbruche wurden früher in der Bauerschaft Grütlohn insbesondere bei Grüter Sande mit vielen Schalenbruchstücken, ganz wie bei Lembeck gegraben, in denen einzelne feste Bänke angetroffen wurden. Hosius sammelte hier:

Cardiaster jugatus Schl.
Serpula gordialis Schloth.
„ *arcuata* Münst.

Serpula ampullacea Sow.
„ *carinata* n. sp.
Rhynchonella plicatilis Sow.
Terebratulina chrysalis Schloth.
Magas Davidsoni Bosqu.
Ostrea semiplana Sow.*
„ cf. *ungulata* Schloth.
„ *Goldfussi* Holzapfel.
„ *conirostris* Münst.
Gryphaea vesicularis Lam.*
Exogyra laciniata Nilss.*
„ *plicifera* Nilss.*
Anomia lamellosa Roem.*
Pecten quadricostatus Sow.
Radiolites Mülleri n. sp.
Ptychodus latissimus Ag.
Otodus appendiculatus Ag.

Nach der Lagerung liegen in diesen Mergeln Äquivalente der unteren Granulatenkreide vor.

Petrographisch und faunistisch überaus ähnlich sind die Vorkommen auf dem Gemer Esch nördlich von Borken, in denen die meisten Exemplare des Rad. *Mülleri* gefunden wurden. Von hier liegt auch ein *Actinocamax westfalicus-granulatus* vor.

Von „Twiehus zwischen Stadtlohn und Gesecke“ liegen sodann eine Anzahl Fossilien vor, nach denen die Granulatenkreide dort ebenfalls vorhanden ist. Hosius sammelte dort:

Serpula gordialis Sow.
Ostrea semiplana Sow.
Exogyra lateralis Nilss.
Cyclostreon Nilssoni Hag.
Pleurotomaria plana Münst.
Actinocamax granulatus Blv. (typ.)

Dieser Aufschluß leitet zu einem neuen Vorkommen der Granulatenkreide über. Östlich der Stadt Ahaus fand ich in tonigen, Glaukonit führenden Mergeln:

Marsupites ornatus Mill.
Pecten sp. ?
Ostrea semiplana Sow.
Scalpellum maximum Sow.

Leider fand ich diese Mergel bei wiederholten Besuchen nur dürftig aufgeschlossen. Östlich von diesem Fundpunkte sind auf dem Ahler Ech Schichten der oberen Granulatenkreide in der Dülmener Fazies vertreten, denen sich in der Wehrsche die Quadratenkreide auflegt.

Ganz abweichend von allen bisher beschriebenen Vorkommen in petrographischer und faunistischer Hinsicht ist jenes von Ochtrup, südlich vom Dorfe auf dem sog. Weiner Esch. Hier treten in weißgrauen Mergeln Phosphoritbänke in mindestens siebenzehnfacher Wiederholung auf. Der Mergel ist von lichtgrauer Farbe und wird z. T. von winzigen Schalenresten, unter denen Crinoiden eine große Rolle spielen, zusammengesetzt. Glaukonitkörner sind überall eingesprengt, zum größten Teil jedoch schon verwittert. 1 qcm Gesteinsfläche zeigt etwa 20 grüngefärbte und dreimal so viel lichtbraun gefärbte Reste. Die Phosphoritbänke bestehen aus einem schmutziggelben Mergel, in dem zahlreiche Bruchstücke von Fossilien, insbesondere von Inoceramen und senfkorn- bis nußgroße, bald schwarz, bald braun oder gelb gefärbte Phosphorite eingebettet sind. Außerdem sind in diesen Mergeln Glaukonitkörnchen teils gleichmäßig, teils nesterweise eingesprengt, die zum größten Teil schwarzgrün, zum Teil auch durch Umwandlung des Eisenoxyduls in Eisenoxydhydrat lichtbraun gefärbt sind. Diese Phosphoritbänke sind gewöhnlich nur 0.1 bis 0.5 cm mächtig, schwellen lokal jedoch auf 30—40 cm an. Stellenweise ist ein Übergang derselben in Ton zu beobachten. Da der weitere Abbau der Mergel, die als Packlage und Fundamentsteine Verwendung finden, demnächst eingestellt wird, sei unten das Profil des Steinbruches kurz mitgeteilt:[1] Die Schichten fallen mit 11⁰ nach NO. ein.

An Versteinerungen sind mir aus diesem Bruche bekannt geworden:

---

[1]) 1,00 m Humus. 0,80 m lockere, plattige Mergel mit zwei Lagen konkretionär verfestigter Mergel von 5 und 10 cm Dicke und zahlreichen, cylindrischen Verfestigungen von ½—¾ cm Dicke (Wurmröhren?). 0,20 m feste Mergellage, deren einzelne Blöcke nicht zusammenhängen. 1,00 m plattiger Mergel mit zahlreichen Wurmröhren, die besonders auf den Schichtflächen liegen. 0,15 m fester Mergel mit Kalksteinnieren. 0,20 m Mergelbank. 0,02 m Phosphoritbank. 0,65 m fester Mergel. 0,02 m Phosphoritschicht. 0,90 m fester, gebankter Mergel. 0,01 m Phosphoritbank, nach W in Ton übergehend. 0,10 m fester Mergel. 0,05 m Phosphoritschicht. 0,10 m fester Mergel. 0,1 m Phosphoritschicht. 1,30 m verfestigter Mergel mit einzelnen eingesprengten Phosphoriten. 0,06 m Phophoritschicht. 0,30 m verfestigter Mergel mit einem Schmitz von Phosphoriten. 0,30 m fester Mergel. 0,10 m Phosphoritschicht. 0,70 m verfestigter Mergel. 0,10 m Phosphoritschicht. 0,30 m verfestigter Mergel. 0,20 m Mergel mit vereinzelten Phosphoriten 1,10 m Mergel. 0,20 m Phosphoritschicht. 0,60 m Mergel, stellenweise sehr phosphoritreich, sodaß die ganze Schicht aus Phosphoriten besteht. 0,30 m Mergel. 0,01 m Phosphoritschicht. 1,00 m Mergel. Diese Schichtenfolge wird von Mergeln und mindestens von einer Phosphoritbank unterteuft.

Cunninghamites squamosus Heer.
Bourgueticrinus sp.? *Cidaris* sp.?
Rhynchonella plicatilis Sow.
Inoceramus regularis d'Orb.
Actinocamax granulatus Blv.
Odontaspis raphiodon Ag.
Oxyrhina Mantelli Ag.
Corax heterodon Reuss.

so daß die Mergel dieses Aufschlusses als Äquivalente des Uintacrinuslagers[1]) aufzufassen sind.

Dieselben Mergel finden sich durch diluviale Bildungen unterbrochen auf dem Seller Esch westlich Burgsteinfurt wieder und bilden offenbar die Fortsetzung des Ochtruper Vorkommens. Es ist ein nicht sehr tiefer Aufschluß in dem Bruche von Werdeling Co. vorhanden, doch ist derselbe sehr interessant, da zwei in einem Zeitraume von einem Jahre gemachte Profilaufnahmen einen Wechsel der Schichtenmächtigkeit zeigen.

1903.	1904.	
100 cm	50 cm	Humus.
40 „	40 „	Brauner Lehm (Verw.).
14 „	20 „	Feste Mergel.
50 „	80 „	Tonige Mergel.
20 „	20 „	Feste Mergbelbank. mit Kalksteinkonkretionen.
35 „	30 „	Lockere Mergel.
240 „	60 „	Fester Mergel.

Auf den Schichtflächen liegen dünne, tonige Zwischenmittel. Die hangenden Mergel zeigen in ihrem unteren Teile zahlreiche Tongallen, während Phosphorite nur hin und wieder eingesprengt vorkommen. Die Toneinlagerungen treten nach Osten zu häufiger und in größerer Mächtigkeit auf. Ich beobachtete diese Erscheinung einmal an der Brauerei Rohling und einem 1 km nördlich liegendem Kalkbruche, anderseits in ausgezeichneter Weise auf dem Hollicher Esch an der Emsdettener Kunststrasse. In einem bei dem Bau dieser Straße (unmittelbar bei Schulze Palstring) angelegten Steinbruche wechsellagerten zu oberst feste Sandmergel mit 10—12 cm mächtigen Tonlagen, während sich nach unten zu glaukonitische Kalksteine bald nieren-, bald lagenartig einstellten.

[1]) G. Müller erwähnt (Zeitschr. für prakt. Geologie, **12**. 1904, S. 8) von hier *Inoc. cardissoides*, *J. Schroederi* und *Actinocamax westfalicus*. Die beiden mir von Weiner Esch bekannt gewordenen Belemniten gehören dem *A. granulatus* typ. an.

Die Fossilführung dieser Mergel ist äußerst gering. Ich sammelte:

Uintacrinus westfalicus SCHL. (Seller Esch.)
Pentacrinus sp? („)
Rhynchonella plicatilis Sow.
Ostrea semiplana Sow.
Gryphaea vesicularis LAM.
Lima semisulcata D'ORB.
Actinocamax westfalicus-granulatus.
Acrodus sp.

Diese Mergel werden bei Burgsteinfurt und Borghorst von Tonen überlagert, in die dünne Kalk- und Mergelbänkchen eingelagert sind. In der Ziegelei Dallow bei Borghorst fand ich hier je ein Exemplar von *Inoceramus Brancoi* n. sp. und *Actinocamax granulatus-westfalicus*, so daß die Mergel und Tone dieser Hügelrücken der unteren Granulatenkreide und nicht, wie die geologische Karte von Rheinland und Westfalen angibt, der Zone der *Becksia Soeckelandi* angehören.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Gesteine der beiden letzthin genannten Höhenzüge mit den Phosphoritbänken, zerbrochenen Muschelresten, Tongallen und der wechselnden Schichtenmächtigkeit eine sehr küstennahe Flachseebildung vorstellen, die für jenes Gebiet um so auffallender ist, als sich in den tonigen Mergeln von Ahaus zwischen der am Südrande des Münsterlandes hinziehenden Küste und diesen Bildungen küstenfernere Ablagerungen einschieben. Diese Erscheinung läßt sich nur durch die Annahme erklären, daß im Beginne der unteren Granulatenkreide die Hebung des Teutoberger Waldes schon bis zur Bildung von Inseln oder Landzungen vorgeschritten war.

B. Die obere Granulatenkreide.

Nach SCHLÜTER werden die Recklinghäuser Mergel von sandigen Gesteinen mit *Pecten muricatus* überlagert. In dem vorigen Abschnitte ist gezeigt worden, daß ein Teil dieser quarzigen Gesteine von Haltern mit *Pecten muricatus* der unteren Granulatenkreide zuzurechnen und als Äquivalente des oberen Recklinghäuser Mergels, der Zone des *Marsupites ornatus*, aufzufassen sind. Daß aber die im vorigen Abschnitt über Oer bis an den Fuß der Haard verfolgten Recklinghäuser Mergel in der Tat von Sanden mit Sandsteineinlagerungen überdeckt werden, wurde schon im Anfange des vorigen Jahrhunderts von DECHEN durch Schurf-

arbeiten am Stimberge[1]) festgestellt.[2])

Diese Sande waren vor wenigen Jahren noch in mehreren Steinbrüchen auf dem Gipfel des Stimberges aufgeschlossen. In den gelblich bis pfirsichrot gefärbten Sanden liegen mindestens zwei Bänke eines mürben Sandsteines, dessen Bruchflächen sich glasig erhärten. Die unteren und oberen Schichtflächen erhalten durch zahlreiche Vertiefungen ein wulstiges Aussehen. In anderen Gruben dieses Tafelberges setzen sich die Bänke aus dicht an einander liegenden 1 m Durchmesser fassenden Kugeln zusammen, die stellenweise nach Art der Lößkindel mit einander verschmolzen sind. Die Fauna dieser Sande ist dürftig.

Serpula cf. *tortrix.* Goldf.
Inoceramus lobatus Münst.
„ *lingua* Goldf.
„ *nasutus* n. sp.
„ *cycloides* n. sp.
Pectunculus sp. ?
Amm. bidorsatus A. Roem.
Scaphites binodosus A. Roem.

sind mir nur in wenigen Exemplaren von dort bekannt geworden.

In dem „Sinsener Mair“ wurden vor etwa 20 Jahren Knollen eines festen Sandsteines und Quarzites in einem Sande gegraben, der die an dem unfernen Levenkämpken auftretenden Mergel offenbar überlagert. Fossilien fand ich außer *Pecten muricatus* in den völlig verwachsenen Aufschlüssen nicht mehr vor.

Weitere Aufschlüsse sind überaus selten. Bei einer Ackeranlage hinter dem Arenbergischen Försterhause (Keimer) wurden zahlreiche Sandsteinknollen und wenige Quarzite zu Tage gefördert. Ich sammelte hier:

Serpula cf. *tortrix.* Goldf.
Lima canalifera Goldf.
Pecten muricatus Goldf.*
Gryphaea vesicularis Lam.
Trigonia alata Schloth.

---

[1]) Nöggerath, Gebirge in Rheinland u. Westfalen. 2.

[2]) Weitere Schurfarbeiten wurden 1848 zwischen dem Haidberg und dem Scharfenberg unternommen. Das „Ergebnis“, daß die Sande der Haard den Mergel überteufen, ist gewiß richtig, wird aber keineswegs durch den vorliegenden Bericht dargelegt, da die sämtlichen Bohrungen und Schurfschäfte in einem diluvialen Tale angesetzt sind, dessen Ablagerungen als Haardsande angesehen wurden. Das Original des Berichtes befindet sich in Dortmund, eine Abschrift, die früher in Bonn war (vergl. F. Römer, Westfälische Kreide S. 163) in d. Königl. Landesanstalt zu Berlin, eine zweite jetzt in Münster in meinem Besitz.

In mehreren Aufschlüssen wurden früher Sandsteinbänke und -knollen am Kibitzberg gewonnen, die teils quarzitisch, teils als mehr oder weniger mürbe Sandsteine entwickelt waren.

Die Verkittung der Knollen wechselt überhaupt außerordentlich häufig. Auf dem unfernen Rennberg wurden bei Anlage von Kulturen in flachen Gruben zahlreiche Eisensteinplatten und -knollen neben vereinzelten Sandsteinknauern mit *P. muricatus* ausgegraben, während auf dem nahen Eggenberge teilweise hornfelsartige Quarzite neben wenigen Eisensteinplatten zu Tage gebracht wurden.

Der vorzüglichste Aufschluß war früher auf dem Annaberge bei Haltern vorhanden. Nach der Sammlung des Museums zu Münster wurden hier gefunden:

Cassidulus lapis cancri Lam.
Pygorhynchus rostratus Roem.
Cardiaster jugatus Schlüter.
Serpula cf. *tortrix.* Goldf.
Rhynchonella plicatilis Sow.
Pinna quadrangularis Goldf
Inoceramus lobatus Münst.
„ *lingua* Goldf.
Lima canalifera Goldf.
Pecten quadricostatus Sow.
„ *muricatus* Goldf.*
Ostrea armata Goldf.
Exogyra haliotoidea Sow.
„ *laciniata* Nilss.
„ *plicifera* Duj.
Gryphaea vesicularis Lam.
Mytilus? Alisonis n. sp.
„ *eduliformis* A. Roem.
Modiola capitata Zittel.
Trigonia alata Schloth.
Chama costata F. A. Roemer.
„ *bifrons* Griepenkerl.
Glycimeris gurgitis Brongn.
Pholadomya nodulifera Münst.
Teredo voracissima J. Müller.
Emarginula longiscissa n. sp.
Turritella sexlineata A. Roem.

Diese Schichten setzen sich in der Hohen Mark und den Borkenbergen weiter fort. Bänke und große Knollen eines häufig quarzitischen Sandsteines werden überall angetroffen. In der Lünzumer Mark bei Vierhaus, auf dem Galgen- und auf dem

Waldbeerenberge wurden früher überall Sandsteine gebrochen und Knollen gegraben. In dem 36 m tiefen Brunnen bei Vierhaus (Diekmann des Meßtischblattes) wurden in einem roten Sande bei ½, 3, 6, 20 und 32 m Sandsteinbänke angetroffen, die bis zu 1 m Mächtigkeit erreichten und von denen die vierte sehr hart war. Die untere war nach Aussage des Besitzers des Brunnens mürbe und mergelig.

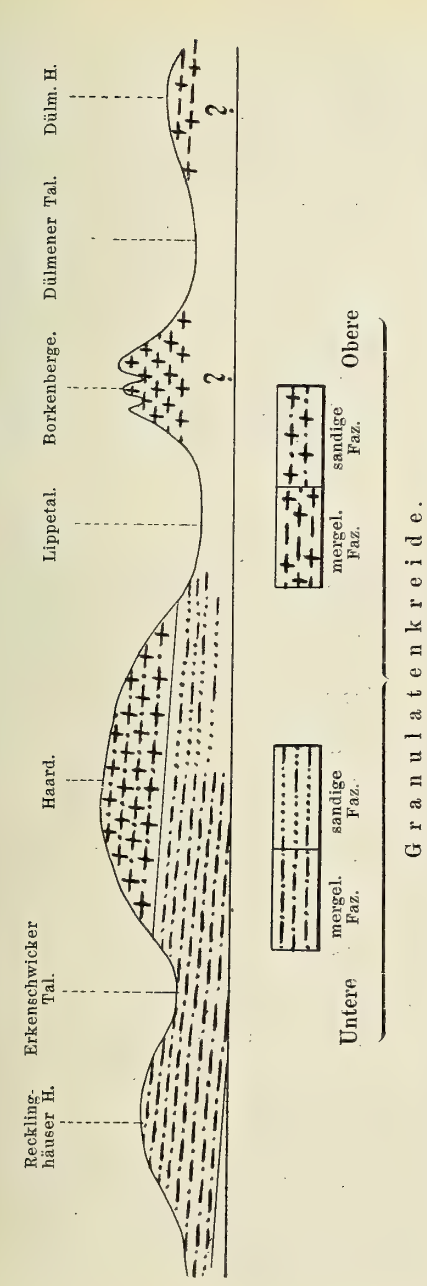
In der Bauerschaft Speckhorn bei Klein-Recken liegen mehrere Aufschlüsse, in denen unter diluvialen Bildungen ein weißgelber Sand angetroffen wird, in dem bald nester- bald lagenweise phantastisch geformte Knollen von Sandsteinen und Quarziten angetroffen werden, die als Grottensteine Verwendung finden. *Cardiaster jugatus, Pinna quadrangularis, Pecten quadricostatus, P. muricatus, Trigonia alata, Mactra angulata, Teredo voracissima* sind die einzigen Versteinerungen. Unter diesen Sanden wird eine 60 cm dicke Quarzitbank (bei Böing) angetroffen.

Am Lünzberg und Schwarzen Berg südlich von Heiden liegen in gelbem Sande knollenartige Gebilde eines durch Eisenoxyd verkitteten Sandsteines, aus denen mir nur *P. muricatus* bekannt geworden ist.

Ebenso fossilleer sind die Borkenberge, wo Knollen und Platten des Eisensteines bald vereinzelt, bald dicht gedrängt zusammenliegen (Steinberg.)

Östlich von der Haard sind die Recklinghäuser Mergel über Datteln bis nach der Bauerschaft Klostern zu verfolgen und als solche auch auf der geologischen Karte (Sektion Wesel) eingetragen. Beim Bau des Dortmund-Emskanals entstand ein vorzüglicher Aufschluß südlich vom Dorfe **Olfen.** Hier stellte sich eine durch den Reichtum an Cephalopoden ausgezeichnete Fauna ein. Im Museum zu Münster werden von dort aufbewahrt:

Inoceramus lobatus Münst. *
„ *lingua* Goldf.
„ *Cripsi* Mant.
Ostrea semiplana Sow.
Pleurotomaria granulifera Münst.
Gyrodes acutimargo A. Roem.
Nautilus sublaevigatus d'Orb.
„ *westfalicus* Schlüter.
Baculites cf. *anceps* Lam.
Hauericeras pseudogardeni Schlüter.
„ *clypeale* Schlüter.
„ *Buszii* n. sp.
Crioceras cingulatum Schlüter.
Scaphites binodosus A. Roem.



Schematisches Profil durch das Granulatengebiet des südwest. Münsterlandes.

Scaphites inflatus A. Roem.
Actinocamax granulatus Blv. (typ.)
Koprolithen.

Die Fauna stimmt mit jener durch Schlüter von Dülmen bekannt gewordenen in den wichtigsten Typen überein. Zudem bildet der von dem Kanal durchschnittene Hügel die unmittelbare Fortsetzung des Dülmen-Seppenrader Höhenzuges.

Hier wie am Stimberge ergibt sich demnach ein Profil, in dem die durch *Marsupites* charakterisierten Schichten der unteren Granulatenkreide unmittelbar von Schichten mit *Scaphites binodosus* u. s. w. überlagert werden, so daß in Westfalen die Dreigliederung Schlüters nicht zu Recht besteht. Schlüters „Quarzige Gesteine von Haltern" sind vielmehr zum größten Teil als eine Fazies seines Dülmener Horizontes aufzufassen (vergl. nebenstehendes Profil).

III.

Vergleich der westfälischen Granulatenkreide mit den ausserwestfälischen, äquivalenten Bildungen.

In allen Abhandlungen, die sich nach dem Erscheinen der „Cephalopoden der oberen deutschen Kreide" Schlüters mit den untersenonen Ablagerungen beschäftigen, ist der Versuch gemacht, die außerwestfälischen Bildungen mit denen des Münsterlandes in Einklang zu bringen. Alle diese Versuche scheiterten aber daran, daß Schlüter die bei Dülmen entwickelten Schichten als das Hangende der bei Haltern auftretenden angesehen hatte, während, wie in dem vorigen Teile nachgewiesen wurde, beide verschiedene Fazies desselben Horizontes vorstellen. Es ist mithin keine Dreiteilung, sondern eine nicht allerorts petrographisch verschiedene Zweiteilung des Untersenon Schlüters vorhanden.

In den übrigen deutschen Ablagerungen war nirgendwo eine Trennung in drei Zonen ausgeprägt, dagegen sprach eine Reihe von Tatsachen für eine Zweiteilung des Untersenon. Das Verdienst, diese zuerst hervorgehoben zu haben, gebührt Stolley, der diese Tatsache bei Lüneburg konstatierte. In der unteren Abteilung der dortigen Granulatenkreide fand Stolley (Gliederung S. 223) den *Act. westfalicus-granulatus*, *Marsupites ornatus* und eine an *Inoc. cardissoides* erinnernde Form des *Inoc. lobatus*, während in den folgenden Schichten typische Exemplare des *Act. granulatus*

und allmählich auch *Act. granulatus-quadratus* eintreten. Es liegt hier demnach eine Trennung in zwei Horizonte vor, deren unterer durch *Marsupites ornatus* ausgezeichnet ist. Doch gestattet die Fossilarmut bei der gleichmäßigen petrographischen Entwicklung der Lüneburger Granulatenkreide keine weiteren Schlüsse.

Von weit größerem Interesse sind die Tone von Broitzem bei Braunschweig, deren Fauna eine weitgehende Übereinstimmung mit jener von Dülmen zeigt, welche besonders durch die gleichen Ammoniten charakterisiert ist. STOLLEY erwähnt (Gliederung S. 229) von dort *Act. granulatus*, *Scaphites binodosus*, *Amm. pseudogardeni*, *bidorsatus*, *Inoc. Cripsi*, *I. lobatus* und *I. lingua*. In derselben Tongrube, die jetzt diese Fauna liefert, fanden sich früher an einer nicht mehr aufgeschlossenen Stelle vollständige Kelche des *Marsupites ornatus*. Nach STOLLEY unterlagern diese Marsupiten führenden Tone jene mit der obigen Fauna. „Jedenfalls," so lautet das Urteil STOLLEYS, geht aus den Verhältnissen hervor, daß die lokale Gliederung Westfalens schon auf dieses nahe Gebiet nicht mehr anwendbar ist, indem nicht drei, sondern höchstens zwei petrographisch durchaus übereinstimmende Zonen in ganz der gleichen Weise, wie am Zeltberge vorhanden sind." Nach den im letzten Abschnitt gegebenen Ausführungen ist nunmehr dieses Profil völlig analog dem in Westfalen, indem hier wie dort Schichten mit *Marsupites* unmittelbar von einem besonders durch *Scaphites binodosus* und *Amm. bidorsatus* charakterisierten Horizont überlagert werden.

Die nicht mehr aufgeschlossenen Marsupitenvorkommen von Gehrden und Linden bei Hannover sind nur unvollkommen bekannt geworden. Grobkörnige, gelblich graue Mergelsandsteine werden bei Gehrden von hellgrauen, z. T. schiefrigen Kalkmergeln und darüber liegenden, grauen sandigen Kalkmergeln überlagert. Nach STROMBECK und CREDNER sind in den letzteren die Marsupiten gefunden worden. Es ist also hier in dieser Schicht die obere Abteilung der unteren Granulatenkreide entwickelt. Dagegen sind jüngere Bildungen nicht bekannt.

Aachen. *Inoceramus lobatus, Pygurus rostratus* und *Exogyra laciniata*, sowie das Fehlen des *Inoc. cardissoides* und *Marsupites ornatus* stellen die Ablagerung des Aachener Sandes zu der oberen Granulatenkreide. Der auf allgemeine Gründe beruhenden Ansicht HOLZAPFELS (S. 48), daß auch ältere Bildungen in dem Sande vertreten sind, kann ich mit STOLLEY nicht beipflichten, da hierfür jeder paläontologische Anhalt fehlt.

Von den übrigen Marsupitenvorkommen bei Blankenberg, Heimburg, Salzgitter liegt bisher kein weiteres Material vor, das

zum Vergleich herangezogen werden könnte.

Es mag gewagt erscheinen, ohne gründliche Kenntnisse der schwierigen Lagerungsverhältnisse am **Harzrande** ein Urteil über Parallelisierung derselben mit der westfälischen Granulatenkreide abzugeben. Nachdem aber durch STOLLEY die Wichtigkeit des *Marsupites ornatus* betont und das genaue Lager desselben nicht nur in Westfalen, sondern auch an anderen Punkten durch die vorliegende Arbeit festgestellt ist, kann ich es mir nicht versagen, die Lagerungsverhältnisse am Harz mit in den Kreis dieser Vergleiche zu ziehen, zumal von den dortigen Verhältnissen aus Bedenken gegen die Aufstellung des *Marsupites ornatus* als Leitfossil wiederholt ausgesprochen sind.

Über dem Salzbergmergel, der nach den Ausführungen von STOLLEY dem Emscher und der unteren Granulatenkreide angehört, lagern „lose Sande“ und auf diese die Regensteinquader mit *Act. granulatus* und *Inoc. lobatus.* Sande mit eingelagerten Sandsteinbänken und -knollen überlagern auf dem Plattenberg den Regensteinquader und führen eine reiche Fauna, unter denen der typische *Act. granulatus,* ferner *Actinocamax verus, Marsupites ornatus* und *Inoc. lobatus* als wichtigste Formen genannt werden. Auf diese folgen endlich graue Sandmergel, die Heimburggesteine, mit eingelagerten Mergelknollen und einer ausgezeichneten Fauna, in der *Amm. bidorsatus, A. pseudogardeni, A. dülmenensis?, Act. granulatus* und endlich *Scaphites binodosus* besonders hervorzuheben sind. Ein Vergleich mit der westfälischen Granulatenkreide wird von den Plattenberg- und Heimburggesteinen seinen Ausgang nehmen müssen. Erstere, die Plattenberggesteine, sind dem oberen Recklinghäuser Mergel Westfalens, d. h. der Marsupitenzone gleichzusetzen und werden, wie in Westfalen, direkt von einer Zone des *Scaphites binodosus* überlagert. Da der Salzbergmergel dem Emscher und der untersten Granulatenkreide angehört, sind die „**losen Quarzsande**“ **und die Regensteinquader als Äquivalente der Zone des *Uintacrinus westfalicus*** aufzufassen. Daß das diese Schichten charakterisierende Fossil bisher vom Harzrande nicht mitgeteilt ist, wird wahrscheinlich auf die dortige Fazies zurückzuführen sein, falls man die kleinen Kelchplatten nicht übersehen haben sollte.

Auf dem **Südflügel der Quedlinburger Mulde** lagern über den Mergeln von Kattenstedt, die als Äquivalente des Salzbergmergels anzusehen sind, die Quader der Teufelsmauer und über diese die Tonsandsteine des Heidelberges. In den Steinbrüchen des zuletzt genannten Berges sind *Inoc. lobatus, Act. granulatus* und *Pygorhynchus rostratus* gefunden. Letztes Fossil

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 1. **1905.**

---

1. Protokoll der Januar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 11. Januar 1905.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Das Protokoll der Dezember-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Vom Comité Géologique de Russie liegt eine Anzeige vor, welche den Tod des Herrn Chefgeologen ALEXANDRE MICHALSKI mitteilte.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Assistent Dr. ERICH HARBORT, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren SCHEIBE, J. BÖHM und E. ZIMMERMANN;

Herr Dr. RANGE, Geologe an der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren G. MÜLLER, EBERDT und J. BÖHM;

Herr Bergbaubeflissener RICHARD SORG, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, RAUFF und PHILIPPI;

Herr Professor KRÄMER, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren BRANCO, JAEKEL und JANENSCH.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

BEHLEN, H.: Glacialgeschrammte Steine in den Mosbacher Sanden. S.-A. a. d. Jahrb d. Nassauisch. Ver. f. Naturk. Wiesbaden **57**. 1904.

—: Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes und sein rheinischer Ursprung. Ebenda. **58**. 1905.

COOMARASWAMY, A. K.: Report on thorianite and thorite. Kandy 1904.

CORSTORPHINE, G. S.: Geological relation of the old granite to the Witwatersrand series. S.-A. a. Transact. geol. Soc. South Africa. 7. 1904.

Erdmannsdörfer, O. H.: Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1904. **25**.

Gosselet, M. J.: Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. I Région de Douai. Études des gîtes mineraux de la France. Paris 1904. Mit 1 Atlas.

Hatch, H. F. and Corstorphine, G. S.: The petrography of the Witwatersrand conglomerates with special reference to the origin of the gold. S.-A. a. Transact. geol. Soc. South Africa **7**. 1904.

—: The geology of the Beruidenhout valley and the district east of Johannesburg. Ebenda.

Hazard, J.: Die Beurteilung der wichtigeren physikalischen Eigenschaften des Bodens auf Grund der mechanischen Bodenanalyse. S.-A. a. Die landwirtschaftlichen Bodenversuchs-Stationen. **60**. 1904.

Jensen, A. S.: Studier over nordiske mollusker. II Cyprina islandica. Vidensk. Medd. f. d. naturh. Foren. Kopenhagen. 1902.

—: Studier over nordiske mollusker. III Tellina (Macocoma). Ebenda 1905.

v. Kalecsinszky, A.: Über die Accumulation der Sonnenwärme in verschiedenen Flüssigkeiten. S.-A. a. Mathemat. u. naturw. Berichte a. Ungarn. **21**. 1904.

Leppla, A.: Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. S.-A. a. Festschrift z. 9. Allgemeinen Deutschen Bergmannstage: Der Steinkohlenbergbau des Preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken. 1904.

Wing Easton, N.: Geologie eines Teiles von West-Borneo, nebst einer kritischen Übersicht des dortigen Erzvorkommens. Hierzu 1 Atlas mit geolog. Karten u. Profilen und 1 Mappe mit Mikrophotographien. Jaarboek v. h. Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië **33**. Batavia 1904.

Herr **F. Wiegers** sprach über **diluviale Flussschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben, z. T. als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge.**

In einer Kiesgrube nördlich von Hundisburg am Uferrande des Bevertales, in welcher bereits früher die Herren E. Bracht in Dresden und Dr. Favreau in Neuhaldensleben sog. Eolithe gefunden hatten, war im letzten Sommer folgendes Profil aufgeschlossen:

1. Oberer Geschiebemergel 0,5—2,5 m.
2. Sande und Mergelsande mit dünnen Kiesbänken 0,2—0,5 m.
3. Grobe Schotter hauptsächlich heimischen Ursprungs mit Einlagerungen von Sand, Mergelsand und sandigem Ton, mit Land- und Süßwasserschnecken, Wirbeltierknochen und Steinwerkzeugen 1,5 m.
4. Sande mit Kiesbänken und den gleichen Schnecken 1—1,5 m.

Darunter wurden erbohrt:

5. gelber Mergelsand 0,1 m,
6. gelber Geschiebemergel (?) ca. 0,5—1,0 m,
7. Schwarzer feinsandiger kalkiger Ton.

Die groben Schotter bestehen aus wenig kantengerundeten, vielfach eckigen Trümmern der Gesteine, welche die Ufer der Bever nach Westen bilden, nämlich der Kulmgrauwacken von Hundisburg bis Dönstedt [1]), der Porphyrite von Dönstedt der sog. Krystalltuffe KLOCKMANN's von Alvensleben, der rotliegenden Sandsteine und der Zechsteinkalke, die sich bis zum Papenteich bei Emden erstrecken. Nordische Gerölle, wie Feuersteine und Granite finden sich dagegen relativ selten in den Schottern, während an der Zusammensetzung der über- und unterlagernden Sande das nordische Erraticum einen größeren Anteil hat.

Die Schneckenfauna, für deren Bestimmung ich Herrn Privatdozenten Dr. E. WÜST in Halle a. S. dankbar bin, umfaßt folgende Arten:

Helix (Vallonia) pulchella MÜLL.
„ „ *costata* MÜLL.
„ *(Eulota) fruticum* MÜLL.
„ *(Trichia)* sp.
Cochlicopa (Zua) lubrica MÜLL sp.
Pupa (Pupilla) muscorum MÜLL. sp.
Succinea (Amphibina) Pfeifferi ROSSM.
„ *(Lucena) oblonga* DRAP. nebst der var. *elongata* AL. BR.
Buliminus (Chondrulus) tridens MÜLL. sp.
Limnaea (Limnus) stagnalis LIN. sp.
„ *(Gulnaria) ovata* DRAP.
„ *(Limnophysa) palustris* MÜLL. sp.
Planorbis (Tropidiscus) umbilicatus MÜLL.
„ *(Gyrorbis) leucostoma* MILL.
Bythinia tentaculata LIN. sp.
auch Deckel!
Hydrobia ventrosa MONTF.
Pisidium (Fluminea) amnicum MÜLL. sp.
„ *(Fossarina) fossarinum* CLSS.
Unio oder *Anodonta?* Nicht bestimmbare Scherben.

Am häufigsten sind *Limnaea ovata* und *Bythinia tentaculata*, während die übrigen Arten in relativ wenigen Exemplaren gefunden wurden. Noch nicht ganz aufgeklärt ist das Vorkommen von *Hydrobia ventrosa*.

Ferner kommen in den Schottern Knochenreste von *Elephas* vor — Herr Dr. WOLFF fand ein gut erhaltenes halbes Becken von einer *Elephas*-Art — und menschliche Artefakte, die teils als

[1]) F. KLOCKMANN, Über den geologischen Bau des sog. Magdeburger Uferrandes. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1890. Berlin 1892.

Eolithe, teils aber als Paläolithe (Schaber und Messer) anzusprechen sind.

Die Gründe, welche für ein interglaciales Alter der Schotter sprechen, sind die Überlagerung von oberem Geschiebemergel, die ein milderes — als etwa das am Eisrande herrschende — Klima beanspruchende Schnecken-Fauna, der vorwiegend lokale petrographische Charakter der Schotter, welche von einem Westost fließenden Wasser abgelagert sind, und die Unterlagerung durch einen zweifellos nordisches Material enthaltenden Lehm. Ob derselbe als unterer Geschiebemergel oder als ein auf andere Weise entstandener Lehm aufzufassen ist, soll auch trotz des Vorhandenseins eines Kubikmeter großen nordischen Blocks auf seiner Oberfläche noch unentschieden bleiben, bis durch einen größeren Aufschluß der Charakter dieses unteren Mergels zweifellos festgestellt ist; jedenfalls werden die fossilführenden Kiese und Schotter von nordischem Material unterteuft und so müssen dieselben als Absatz eines gegen Ende der jüngeren Interglacialzeit existierenden Beverlaufes aufgefaßt werden.

Als Fortsetzung desselben ist ein nördlich von Neuhaldensleben, zwischen diesem Orte und Detzel, in zwei Gruben aufgeschlossenes etwas über 500 m langes Kies- und Schotterlager anzusehen, welches zwar fossilleer — einige hier gefundene Eolithe kommen dabei nicht in Betracht —, aber petrographisch aus denselben eckigen und kantengerundeten Gesteinen des Bevertales besteht, wie die Hundisburger Schotter. Es hat danach die interglaciale Bever bereits dieselbe Ablenkung der Stromrichtung von W—O nach S—N erfahren, wie ein Teil der heutigen Gewässer dieser Gegend. —

Diluviale Flußschotter sind ferner gefunden worden südlich von Flechtingen (13 km nördlich von Neuhaldensleben) in einer der Gr. Renne parallelen W—O verlaufenden Richtung am Wege Hilgesdorf-Flechtingen, am Müggenberg und am Kielitzberg. Jedoch bestehen diese Schotter mit Ausnahme weniger nordischer Erratica fast ausschließlich aus Geröllen von Buntsandstein, besonders des unteren Buntsandsteins — wie die Rogen- und Erbsensteine erweisen —, welcher im Westen zwischen Klinze und Hörsingen ansteht.

Obwohl organische Reste aus den geringen Aufschlüssen noch nicht bekannt geworden sind, scheint doch in Hinsicht auf die Ähnlichkeit mit den Hundisburger Schottern der Analogieschluß auf gleiche Entstehungszeit und Ursache Berechtigung zu haben, sodaß auch diese Schotter von einem interglacialen Flusse abgesetzt sein dürften.

Ein weiterer Fundpunkt menschlicher Artefakte ist die

KIRCHHOF'sche Kiesgrube an der Süplinger Chaussee, westlich Neuhaldensleben; hier liegen dieselben auf sekundärer Lagerstätte, da die ungeschichtete Blockmasse, in welcher Herr Apotheker BODENSTAB in Neuhaldensleben einen — paläolithischen — Feuersteinbohrer fand, zu den zwischen Neuhaldensleben und Calvörde auftretenden, endmoränenartigen Bildungen gehört.

Eine ausführlichere Arbeit über diese verschiedenen Schotterablagerungen wird demnächst in dem Jahrbuch der geologischen Landesanstalt und Bergakademie veröffentlicht werden.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren JAEKEL, BLANCKENHORN, WIEGERS, HERMANN, WEISSERMEL und SIEGERT.

Herr BLANCKENHORN: Die beiden ersten herumgereichten Feuersteinstücke aus dem besprochenen Interglacial von Neuhaldensleben haben mich an sich in Anbetracht des Fehlens charakteristischer Dengelung der Ränder und deutlicher Schlagnarben noch nicht von ihrer Natur als Artefakte des Menschen zu überzeugen vermocht. Doch will ich damit durchaus nicht bestreiten, daß dort keine Eolithe vorkämen. Ich bedaure nur, daß Herr WIEGERS nicht mehr und bessere Proben vorgelegt hat, so wie seinerzeit Herr HAHNE solche in einer Sitzung der hiesigen anthropologischen Gesellschaft aus dem Interglacial von Magdeburg vorwies, das den Beschreibungen nach stratigraphisch denselben Horizont repräsentiert. Darunter konnte HAHNE nach eingehenden Studien mehrere Typen unterscheiden, die immer wiederkehren und angeblich zu Dutzenden, wenn auch mit Mühe und Zeitverlust aufgesammelt werden können. Es waren das erstens einfache Hohlschaber, die darin bestehen, daß in einem scharfkantigen Stück eine rundliche Scharte hergestellt ist durch große und kleine Absplisse; zweitens Doppelhohlschaber oder Spitzschaber mit einer mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Spitze zwischen den beiden seitlichen Konkavitäten; drittens Stücke mit zwei oder mehr gedengelten Kanten, nämlich einer feinen gescharteten Oberkante und einer oder zwei rechts und links heruntergehenden Seitenkanten mit Absplissen, die auf der entgegengesetzten Seite wie bei der Oberkante ansetzen; endlich Hohlschaber mit einem seitlich der Aushöhlung hervorragenden rundlichen Fortsatz.

Wir haben es also im Interglacial der Magdeburger Gegend nicht mehr lediglich mit den allerprimitivsten Eolithen zu tun, die nur durch Abnutzung aufgegriffener Naturkiesel in der Hand des Menschen ohne weitere Intention entstanden sind, sondern auch mit einer zweiten höheren Gruppe von Werkzeugen, die wenigstens auf einer Seite, Ecke oder Hälfte schon absichtlich

zurechtgeschlagen sind und so eine bestimmte Form annehmen, während die bekannten typischen Paläolithe wie der Chelles-Fäustel ringsum auf beiden Hälften einer bestimmten gewollten Form entsprechen. Aber auch diese Übergangsgebilde werden noch von den Eolithenautoren als Eolithe bezeichnet im Gegensatz zu den echten Paläolithen des Paläolithicums. Es ist klar, daß solche Eolithe auch neben oder gleichzeitig mit vollendeteren Feuersteingeräten in allen späteren Kulturen auftreten können als Ergebnisse der Arbeit weniger geübter und fortgeschrittener Personen bezw. Ansiedlungsgruppen. Aber ursprünglich wurde der Begriff Eolithe von seinen ersten Autoren PRESTWICH und nach ihm RUTOT auch zugleich im zeitlichen Sinne genommen und zur Charakterisierung der ältesten Kulturperiode des Menschen benutzt, die man so im Gegensatz zu der Paläolithischen als Eolithische bezeichnete. Sie umfaßt das ältere Diluvium und das jüngere Tertiär, soweit letzteres Artefakte des Menschen aufweist. Innerhalb des älteren Quartärs unterschied RUTOT das Reutelien und das Mesvinien, wovon ersteres die primitiven, das Mesvinien die teilweise bearbeiteten Eolithe aufweisen soll. Das Magdeburger und vermutlich ebenso das benachbarte Neuhaldenslebener Vorkommen würde somit nach seinen Artefakten etwa dem Mesvinien RUTOTS entsprechen, wenn dem nicht das zweifellos mitteldiluviale Alter widerspräche. Denn beide Lagen sollen ja dem letzten Interglacial angehören. Ist diese Zeitbestimmung richtig, so wäre nicht das Vorkommen der Artefakte an sich bemerkenswert, sondern nur der primitive wenig fortgeschrittene Zustand dieser Werkzeuge. Denn dieses letzte Interglacial der Norddeutschen Geologen fällt, soweit ich die bisherigen Ergebnisse der geologischen und anthropologischen Forschungen[1]) zu deuten vermag, zusammen mit Teilen des älteren Paläolithicums, dem Ausgang des Chelléen sensu extenso oder des Chelleo-Moustérien und schließt anscheinend auch schon den Beginn des

---

[1]) Ich sehe hier allerdings von RUTOTS Gliederung des Belgischen Diluviums zunächst ab, da diese völlig auf der von den norddeutschen Geologen einstimmig zurückgewiesenen GEIKIEschen Gliederung der Eiszeit aufgebaut, auf die tatsächlichen Verhältnisse des norddeutschen und auch oberrheinischen und alpinen Glacialgebietes nicht genügend Rücksicht nimmt und garnicht auf sie angewendet werden kann. In RUTOTS System fehlt vor allem die jetzt allgemein angenommene erste quartäre Eiszeit samt der darauffolgenden ersten quartären Interglacialzeit, der sogen. Mosbacher Stufe. Ich werde demnächst an anderer Stelle Gelegenheit nehmen, auf die Gliederung des Quartärs und Pliocäns in den verschiedenen Ländern Europas näher einzugehen, und dabei versuchen, RUTOTS Schema mit dem der norddeutschen, oberrheinischen und alpinen Geologen mehr in Einklang zu bringen.

Solutréen oder Eburnéen, das Moustérien modifié RUTOTS ein. In dieser Zeit existierte in den vom Klima mehr begünstigten Teilen Europas, besonders Belgien, Frankreich, Spanien, Italien, bereits eine Bevölkerung, welche in der Herstellung bestimmter Werkzeuge, so des mandelförmigen Coup-de-poing chelléen, des Mousterienschabers, der Moustierspitze, der kleinen prismatischen Messerchen etc. geübt war. Die Kenntnis der Erzeugung und Benutzung dieser Werkzeuge des älteren und mittleren Paläolithicums wäre nun nach den Funden bei Magdeburg, Neuhaldensleben, Eberswalde, Rüdersdorf etc., bei denen es sich nach den bisherigen Angaben immer um jüngstes Interglacial handelt, den angeblichen Bewohnern der Mark und der Elbegegend noch immer verborgen geblieben. Mit andern Worten, wir hätten hier im Norden in dem zeitweise von Inlandeis bedeckten Gebiet während des letzten Interglacials eine kulturell zurückgebliebene, niedriger stehende Rasse, die sich noch im eolithischen Stadium oder höchstens in einem Übergangsstadium zum Paläolithicum, wie es RUTOTS neue Strépyien-Stufe darstellt, befand. Dieses eventuelle Ergebnis der weiteren diesbezüglichen Studien wäre übrigens nicht zu verwundern; denn auch heute im Zeitalter des fortgeschrittenen Weltverkehrs liegen die Verhältnisse noch ähnlich. Der Gegensatz zwischen den kulturell hochstehenden Europäern und den auf tiefer Stufe stehenden Lappländern und Eskimos am Rande des Eises besteht noch und wird wohl bleiben, so lange der Klimagegensatz besteht. Die von so vielen Anthropologen ernsthaft vertretene Idee, daß das Polarklima der Eiszeit im Norden Europas infolge des erhöhten Kampfes ums Dasein und der intensiv gesteigerten Auslese erst die arisch-germanische Rasse erzeugt habe, daß dann vom kalten Norden die Kultur mit der weißen Dolichocephalen-Rasse nach S gedrungen sei, diese Idee hat mir nie eingeleuchtet.

Das dritte vorgelegte Artefakt ist als solches über allen Zweifel erhoben und wird wohl von jedem sofort anerkannt werden. Einen solchen vollendeten Bohrer oder Spitzschaber vermochte wohl erst die zweite Hälfte der paläolithischen Periode zu erzeugen. Das würde mit der Angabe, daß das Stück aus Geröll der Endmoräne der letzten Eiszeit stamme, stimmen. Es wäre wahrscheinlich nach dem Rückzug des letzten Eises im späten oder postglacialen Diluvium vom Menschen zurecht geschlagen worden. Spitzschaber mit einer künstlich erzeugten und von zwei seitlichen Einbuchtungen umgebenen Spitze finden sich freilich in allen Stufen des Paläolithicums vor und sogar schon im Eolithicum. Ja es sind dies anscheinend die ersten Werkzeuge mit partiell beabsichtigter Form. EDUARD KRAUSE,

der Kustos am hiesigen Museum für Völkerkunde, hat sich mit diesen primitiven „Ritzwerkzeugen“ von den verschiedensten Fundorten am eingehendsten befaßt, und ich verweise hier auf zwei wichtige Arbeiten desselben.[1]) Sie finden da solche Spitzschaber nicht nur aus dem diluvialen Paläolithicum (Spätdiluvium oder Magdalenien von Laugerie Basse in Frankreich, Interglacial von Magdeburg und Rüdersdorf, oberes Altdiluvium oder Chelléen von Spiennes in Belgien), sondern auch aus dem Pliocän (Oberpliocän von St. Prest in Frankreich) und Miocän (Obermiocän von Puy Courny in Frankreich) abgebildet. Freilich zeigt auch ein Vergleich dieser Abbildungen, daß im Laufe der Vorzeit vom Obermiocän bis zum Spätdiluvium diese Spitzen immer ausgeprägter und vollkommener wurden. Die heut vorgelegte, schon mehr dolchartige Spitze, die erst durch längere mühevolle Bearbeitung entstand, dürfte wohl erst in der Zeit des späten Paläolithicums, im Solutréen und Magdalénien hervorgebracht worden sein.

Der Vorsitzende legte im Namen des Herrn **Grafen Matuschka** einen außergewöhnlich schönen **Enhydros** von Uruguay vor.

Herr G. Berg gab ein Referat der **neueren Anschauungen über das Karstphänomen.**

Nachdem er die wichtigsten Erscheinungen verkarsteter Erdgebiete kurz besprochen und durch Beispiele erläutert hatte, schildert er die Ansichten früherer Forscher über die Entstehung des Karstphänomens. Es wird gezeigt, wie die Einsturztheorie für die meisten Fälle der Erosionstheorie weichen mußte, und wie Mojsisovic zuerst für die Entstehung der Poljen die Wirkung gebirgsbildender Kräfte (Sattelbildungen und Verwerfungen) in Anspruch nahm. Eingehend werden darauf die Fortschritte gewürdigt, die unser Verständnis der Karstentstehung den Forschungen J. Cvijić verdankt. Seine Untersuchungen über die Dolinen haben gezeigt, daß solche Gebilde auch ohne vorhergehende Höhlenbildung als einfache Folge des Versickerns atmosphärischer Niederschläge in durchlässigen und löslichen Gesteinen entstehen, und daß die Bildung der Karstwannen, das sind Einsenkungen weiter Gebiete durch verstärkte Dolinenbildung, den Anstoß zur Entstehung von Poljen geben kann. Die Arbeiten von Alfred Grund brachten uns rationellere Anschauungen über

---

[1]) Bericht über die Konferenz zur genaueren Prüfung der in der Sitzung vom 21. März d. J. vorgelegten Feuersteinfunde. Zeitschr. f. Ethnologie **35**. 1903 S. 537 und die Werktätigkeit der Vorzeit. Weltall und Menschheit. **5**. S. 15.

die Verteilung der unterirdischen Wässer im Karstgebiet und über die Ursache der periodischen Überschwemmungen in den Poljen.

Redner schildert zuletzt im Zusammenhang die Entstehung eines Karstgebietes, wie wir sie uns nach dem jetzigen Stand unserer Kenntnisse vorzustellen haben, und kommt dabei in der Hauptsache zu denselben Resultaten, die neuerdings von A. Penk dargelegt wurden. Es wird indessen angenommen, daß die Mehrzahl der Poljen durch Einsenkung von Karstwannen bis auf den Grundwasserspiegel entstanden sei. Die Vertiefung solcher Wannen muß so lange gleichmäßig fortschreiten, bis sie den obersten Hochwasserhorizont erreicht. Von da an wird sie sich verlangsamen durch den Wegfall der chemischen Erosion in einem Teil des Jahres; unter den unteren Grundwasserspiegel aber wird sie niemals fortschreiten können, da dem stagnierenden Grundwasser keine lösende Kraft mehr innewohnt. So muß die Vertiefung einer Karstwanne gerade zwischen dem obersten und untersten Grundwasserstand halt machen, also naturgemäß zur Herausbildung periodisch überschwemmter Poljen führen. Da nun die Mehrzahl der Poljen diesem Typus angehört, so können wir umgekehrt schließen, daß die Poljen in der Regel aus Karstwannen entstanden sind. Betrachtet man sie als Senkungsfelder zwischen Verwerfungen, so könnte ein Absinken der Scholle bis zwischen die beiden extremen Wasserstände nur in besonderem Zufall einmal eintreten. Bei dem ausgesprochenen Hang aller Verwerfungen in mehreren parallelen Systemen aufzutreten, müßte man auch eine größere Regelmäßigkeit der Umgrenzung von Poljen erwarten, wenn sie als Schollenversenkungen gedeutet werden sollen.

Die Annahme der Entstehung von Poljen aus Karstwannen führt auch diese Karstgebilde auf die lösende Fähigkeit senkrecht versickernden Wassers zurück, auf dieselben Bedingungen (lösliches Gestein und tiefer Grnndwasserstand), denen auch Dolinen, Höhlen, Schlote und alle anderen Karstbildungen ihr Dasein verdanken. Im normalen Gebirge fließt das Wasser oberirdisch bis zur Erosionsbasis ab, im Karstgebirge verfällt es unterirdisch bis auf den Grundwasserspiegel. Während die normalen Gebirge durch die mechanisch erodierende Kraft des Wassers abgetragen werden, ist ein Karst, ein Gebirge, welches unter der chemisch lösenden Kraft des Wassers in sich zusammensinkt.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Blanckenhorn, Berg, Zimmermann, Philippi, Klautsch, Denckmann und Rauff.

Herr BLANCKENHORN äußerte sich zustimmend zu den vorgetragenen letzten Theorien von CVIJIC' und Grund zur Erklärung des Karstphänomens, die auch gewisse Erscheinungen in den Kalkgebirgen Samarias und Galiläas in Palästina, wo mehrfach abflußlose größere Becken rings von Kalkbergen umgeben auftreten, befriedigend erklären.

Diese neue Karsttheorie läßt sich wohl auch in gewissem Sinne verwenden zur Erklärung der Geologischen Orgeln, die man auch in andren Gegenden ohne sonstiges Karstphänomen antrifft wie z. B. in Deutschland.

Herr PHILIPPI machte darauf aufmerksam, daß das Karstphänomen auf die Gebiete reinen, d. h. ton- und eisenarmen Kalkes beschränkt ist.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. J. BÖHM. GAGEL.

Briefliche Mitteilungen.

1. Einige neue Aufschlüsse im Flötzgebirge Vorpommerns und allgemeine Charakterisierung der pommerschen Kreideformation.

Von Herrn W. DEECKE.

Greifswald, den 5. Januar 1905.

Seit ich im Jahre 1902 in einem Aufsatz „Neue Materialien zur Geologie von Pommern" 1. T.[1]) die vorquartären Schichten behandelte, soweit sie von 1894 bis 1902 neue Beobachtungen gestatteten, sind abermals eine Reihe von neuen Aufschlüssen gefunden oder wiedergefunden. Ich möchte dieselben deswegen kurz beschreiben, weil abermalige Veränderungen in den Wirtschafts- und Besitzverhältnissen sie wieder verschwinden lassen können.

Mehrfach in der Literatur erwähnt, aber niemals beschrieben ist das Vorkommen von Septarienton bei Liepgarten unweit Ückermünde. V. D. BORNE[2]) nannte Liepgarten und die Karlsfelder Ziegelei bei Torgelow als Tertiärpunkte; BERENDT[3]) hatte diese Notiz übernommen, SCHOLZ[4]) berücksichtigte bei Beschreibung der Bahnlinie Jatznick—Ückermünde nur das Quartär, und so blieb 1902 dies Vorkommen noch völlig zweifelhaft. Erst Herr Lehrer K. MICHAELIS in Liepgarten machte mich aufmerksam, indem er mir dunklen typischen Ton mit großen Gipskristallen übersandte. Bei einem Besuche der Gegend, den ich sofort ausführte, ließ sich folgendes ermitteln: Nördlich von Liepgarten und 3—4 km nordwestlich von Ückermünde erhebt sich eine flache Hügelgruppe, die langsam gegen Norden und etwas steiler gegen Süden zur Ucker abfällt. An diesem Gehänge liegen in der ganzen Länge des Dorfes Tongruben, die zur Herstellung von Ziegeln ausgebeutet werden. Der Ton ist fett, dunkel, stellenweise reich an Gipszwillingen oder Gipsdrusen, enthält die bekannten zerklüfteten Septarien, in denen die Säulen mit weißem

---

[1]) Mitteilungen d. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern und Rügen. 33. u. 34. Jahrg. (1901 u. 1902). Greifswald 1903 u. 1904.

[2]) Zur Geognosie der Provinz Pommern. Diese Zeitschr. **9**. 1857. S. 493.

[3]) Die bisherigen Aufschlüsse d. märkisch-pommerschen Tertiärs etc. Abh. z. geol. Spez. Karte Preußens **7**. H. 2 1886.

[4]) Die neue Sekundärbahn Jatznick—Ückermünde. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1884, 1885. S. 282—288.

oder gelbem Kalkspat überzogen sind und bisweilen zahlreiche treppenförmig gewachsene Eisenkiesoktaeder tragen. Foraminiferen haben die abgeschlämmten Proben nicht geliefert, an sonstigen Versteinerungen sind die Lager ebenfalls arm, aber in der Blum'schen Ziegelei kamen 2 Exemplare von *Leda Deshayesiana* Duch., eines von *Nucula Chastelii* Nyst., einige *Lamna*-Zähne und eine *Pleurotoma scabra* Phil. vor. Damit ist das Alter der Schichten als Mitteloligocän bestimmt. Außerdem erhielt ich einen kleinen wohl konservierten *Nautilus*, den Prof. Gottsche die Liebenswürdigkeit hatte, zu bestimmen und als *Nautilus aff. centralis* Sow. bezeichnete. Diese Art ist zwar bisher nur aus dem Untereocän (Londonton) Englands bekannt geworden, aber es ist ja nicht unmöglich, daß noch verwandte Formen bis ins Mitteloligocän weiter lebten. Ich habe das Stück leider nicht selbst gesammelt; es kann daher auch ein eocänes Geschiebe sein aus dem Abraum des Septarientones, oder es ist vielleicht ein Teil der Tone wesentlich älter und gehört dem baltischen Paleocän an, dessen Gesteine z. B. auf der Greifswalder Oie bisher stets als Septarientone erklärt wurden, bis Elbert und Klose[1]) die Zugehörigkeit zu den Moler-Ablagerungen dartaten. Die Aufpflügung solcher Tonschollen ist bei Liepgarten keineswegs ausgeschlossen; denn der Septarienton ist stark gestaucht, erscheint in unregelmäßigen gerundeten Kuppen unter Diluvium und birgt hie und da an seiner Oberfläche eingepreßte Reste der jüngeren Tertiärschichten. In den westlichen Gruben waren Schollen von gelbem Stettiner Sand vorhanden, in denen sich die bekannten Konkretionen mit *Fusus multisulcatus* Beyr. fanden; in der Blum'schen Ziegelei lagerten diese gelben Sande schief abschneidend auf dem Tone. Gegen Ückermünde zu, also in den östlichen Anbrüchen, stellten sich außerdem tonstreifige helle Glimmersande des Oberoligocäns und einige dürftige Spuren der miocänen Quarzsande ein. Diese Schichten haben also dort oder etwas weiter nördlich existiert, sind aber fast ganz fortgeräumt worden.

In den Diluvialsanden des Hangenden kommen auffallend viel Bernstein und fossiles Holz vor, die beide nach Angabe des Herrn Michaelis in den Sanden bei Torgelow und Eggesin keineswegs selten sind.

Es scheint, als ob in dem ganzen Gebiete zwischen Liepgarten, Jatznick, Löcknitz, Rothenklempenow das Tertiär im Untergrunde stecke und speziell der Septarienton noch an

---

[1]) Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie. 8. Jahr.-Ber. d. Geograph Ges. Greifswald 1904 S. 111—139 mit Tafel.

mehreren Punkten in Mitte der weiten Forst auf der alten Haffterrasse zu Tage käme. Sicher ist er bei Torgelow in einigen Ziegeleien erschlossen, außerdem haben er und seine hangenden Sande unzweifelhaft viel Material zur Entstehung der jungglacialen Sande und Tonmergel geliefert, die sich über diese alte Haffterrasse ausbreiten und die großartige Ückermünder Ziegelindustrie veranlaßten.

Die mitteloligocänen Vorkommen bei Jatznick habe ich 1902 ausführlich beschrieben. Deren Fossilliste ist mit *Cassidaria depressa* v. B. zu ergänzen. Dies Jatznicker Tertiär vermittelt den Übergang zu den Friedländer Schollen. Dieselben liegen direkt bei Friedland i./M. und bei Bresewitz, nordwestlich von jener Stadt. Bei Friedland handelt es sich um stark gequetschten, von Gleitflächen durchsetzten grauen, sehr fetten, bisher fossilleeren Ton, welchen die Tonwarenfabrik von H. Lindemann abbaut. Eine Analyse, die um so willkommener ist, als solche des Septarientones nur wenige existieren, verdanke ich jener Firma. I ist der trockene, II der gebrannte Ton, aus I berechnet.

	I	II
SiO_2	61.81	66.85
Al_2O_3	16.66	17.89
Fe_2O_3	9.26	9.94
CaO	1.07	1.15
MgO	0.35	0.37
K_2O	4.07	4.37
H_2O	6.89	—
	100.11	100.00.

In dem Tone liegen zahlreiche zerklüftete, oft mit Wasser erfüllte Septarien, die auf den Kluftflächen reiche, bunt angelaufene Überzüge von Pyrit (∞ 0 ∞. 0) zeigen und ganz wie die Stücke von Jatznick aussehen. Einzelne Partien des Tones sind gelb, reich an Eisensulfat und brennen sich daher schön dunkelrot. In der Grube ist bei 60 m Tiefe der Ton nicht durchsunken; dicht daneben wurde keine Spur desselben angetroffen, sodaß wahrscheinlich eine wie bei Jatznick steil aufgerichtete Scholle im Diluvium eingebettet ist. — Bei Bresewitz ist nach freundlicher Mitteilung der Herren Dr. Elbert und Klose der Ton einerseits in der Ziegeleigrube in Form großer gerundeter Knollen und Schollen dem unteren Diluvium eingebettet, andererseits soll er in der Nähe in zusammenhängender Form, also anstehend nachgewiesen sein.

Vorläufig mag man diese beiden Vorkommen zum Mitteloligocän rechnen, bis sie Fossilien liefern, die sein Alter ent-

scheiden. Sie gehören zu der Gruppe älterer Schichten, die am Terrassensteilrande zwischen Jatznick, Rothemühl und Wittenborn zu Tage kommen und wahrscheinlich an einen Staumoränenzug gebunden sind. Südlich desselben treffen wir dann diese Schichten wieder bei Straßburg i. U., wo nördlich der Stadt an der Chaussee bei Rothemühl Septarienton von einer Ziegelei gegraben wird und in der Zuckerfabrik nach der von E. GEINITZ mitgeteilten Bohrung gleichfalls in bedeutender Mächtigkeit im Untergrunde angetroffen wurde. Damit gelangen wir in das Gebiet der Uckermark, deren tieferer Untergrund nachgewiesenermaßen weithin aus Tertiär besteht.

Neue Angaben vermag ich ferner über das Tertiär bei Treptow a. Toll zu liefern. Am Ostrande des Tollensetales ist der Ton in einer großen Grube erschlossen, die schon SCHOLZ kannte, wo aber bisher nie Fossilien beobachtet waren, sodaß SCHOLZ den Ton sogar mit dem Lias von Grimmen zu verbinden geneigt war. Ich erhielt voriges Jahr *Leda Deshayesiana* DUCH. von dieser Stelle; also ist es Septarienton. Die Grube zeigte 1903 hinten ein mächtiges Tonlager, hie und da bedeckt mit einer dünnen Schicht gelben Stettiner Sandes. Gegen das Tal zu fehlt der Sand, und das Hangende ist ein fetter, toniger, sehr dunkler älterer Geschiebemergel, welcher vom Tone durch eine etwa handdicke Bank von zerriebener miocäner Braunkohle getrennt wird (Alaunton).

Auf der Hochfläche westlich vom Tollensetale ist in einer neuen Ziegelei Septarienton erschlossen unweit Clatzow. 1903 war die Grube nur 4 m tief und ließ die Lagerung noch nicht klar erkennen. Nach freundlicher Mitteilung des Besitzers hat man 80 m tief in dem Ton gebohrt, was sehr wohl glaublich ist, da in der Molkerei von Treptow eine Mächtigkeit von 223 m konstatiert wurde. Ganz verfallen sind die von SCHOLZ beschriebenen Tongruben bei Thalberg und Mühlenhagen. Bei Tückhude 18 km S. von Demmin, wo auch Tertiär vorhanden sein sollte, konnte ich nur Diluvialbildungen entdecken. Die mächtigen miocänen Quarzsande von Neddemin, südl. von Treptow mit ihren silurischen Geröllen habe ich vor kurzem in einem selbständigen Aufsatze geschildert; ebenso haben ELBERT und KLOSE das Paleocän der Greifswalder Oie und dessen Basalttuffe behandelt.

Von der Kreideformation wären einige neue Aufschlüsse in Rügen und im Gebiete von Demmin zu besprechen. Auf Rügen hat die Zementfabrik „Stern“ zu Finkenwalde ein altes, schon VON HAGENOW bekanntes Kreidelager im südlichen Teile der Insel bei Garz in Angriff genommen. Am Kalkberg (31 m

üb. d. M.) westlich des alten Garzer Moores ist bei Klein-Stubben Kreide seit langem sichtbar gewesen und nun durch den Abbau deutlich erschlossen. Es sind drei Kreideklippen entblößt, die durch flache, westlich einfallende Klüfte von einander getrennt und etwas an einander verschoben sind. Das Diluvium war nur $^1/_2$—2 m dick und ist als Abraum auf das Garzer Moor abgefahren; es war im wesentlichen Geschiebemergel. Unter diesem erwies sich die Kreide als stark zusammengedrückt, druckschiefrig bis plattig mit zerbrochenen Feuersteinen und tief eingedrückten Geschieben. Außerdem war ihre Oberfläche durch mehrere runde Strudellöcher kesselartig vertieft oder an anderen Stellen gratförmig zerschnitten mit westlich gerichteten, von Geschiebemergel erfüllten Rinnen zwischen den Kämmen. Strudellöcher und Rinnen besaßen $^1/_2$—1 m Tiefe. Die Kreide ist rügensches Obersenon, erscheint aber etwas toniger und grauer als auf Jasmund. Sie enthält schwarzen Feuerstein, nur weniger als sonst und nicht in so regelmäßigen Lagen. Größere Versteinerungen waren bisher selten, mehrere Exemplare von *Ananchytes ovatus* Lam., eine *Terebratula carnea* Lam., zerbrochene *Cidaris*-Stacheln, Bryozoen und *Porosphaera globularis*-Kugeln sind von mir beobachtet. Ganz fehlten die Gryphäen und Belemniten. Durch Bohrung wurde die Kreide an Ort und Stelle bis 25 m verfolgt, bei Berglase auf 10—12 m Tiefe, bei Zeiten auf 15 m gefunden, sodaß sich ein Gesamtstreichen von NNW. nach SSO. ergibt. Damit stimmt das Auftreten von Kreidemergel bei Samtens in 30 m Tiefe überein, und es scheint, als ob der ganze südwestliche, durch tief ins Land eingreifende Buchten begrenzte Abschnitt von Rügen einen selbständigen Kreiderücken birgt und durch diesen seine Gestalt erhält. Die gewaltigen Mengen von Feuerstein in den jungen fluvioglacialen Bildungen (Kames, Aszone) zwischen Stubben, Poseritz und am Strelasunde bei der Prosnitzer Schanze beweisen, daß diese Kreidescholle bis in die letzte Diluvialzeit stark verkleinert wurde.

Unbedeutende, ganz im Diluvium eingebettete Kreidepartien, also eigentlich Geschiebe, sind auf der Insel Pulitz im Klieen Jasmunder Bodden, auf Hiddensö, bei Altefähr gegenüber Stralsund und nach Mitteilung von Herrn Dr. Elbert bei Zirkow an der Granitz wahrgenommen. In dieselbe Kategorie gehören auf dem vorpommerschen Festlande die Kreide bei Pustow am Schwingethal, von Neu-Pansow bei Dersekow, Kreis Greifswald und die bei Lüdershagen SW. von Barth beim Bohren gefundenen Massen. Das Vorkommen von Neu-Pansow hat schon

1873 HAUSMANN[1]) erwähnt, aber es war vollkommen verschwunden. Ich fand 1898 am Rande eines Wasserloches ein Exemplar von *Gryphaea vesicularis* und im August 1904 wurde beim Reinigen dieses Wassertümpels die reine weiße Kreide mit schwarzem Feuerstein bloßgelegt. Augenscheinlich ist der Mergelkalk vor 30 Jahren zum Düngen benutzt, bis die Grube zu tief geworden. Auch bei Pustow am Wege nach Groß-Zastrow hat man die Kreide in gleicher Weise abgefahren und verwandt. Dort zeigten zahlreiche schwarze Feuersteinknollen und eine große ringförmige Konkretion (Becherschwamm), daß rügensches Obersenon vorliegt. Vor dem Schulhause bei Pustow ist bei Straßen- und Fundamentierungsarbeiten gleichfalls Kreide zu Tage gefördert.

Für eine etwas ältere Lage sehe ich die Kreide an, welche bei Altenhagen, südlich von Demmin, auf dem höchsten Punkte der Gegend (100 m üb. d. M.) unter der Ackerkrume ansteht. Ich verdanke die Kenntnis dieses Vorkommens Herrn Direktor HOYER in Demmin, welcher von dem Gemeindevorsteher Herrn Eggebrecht auf diesen Kalkmergel aufmerksam gemacht war. Wir haben zweimal die Stelle besucht und eine kleine Schürfung ausgeführt. Die Kreide findet sich auf dem Pfarracker etwa 100 m lang und 120 m breit, also auf 12 000 qm, $^1/_2$—$1^1/_2$ m tief unter der Oberfläche. Eine flache Einsenkung, wohl eine eingeebnete Grube, deutete an, daß sie früher gegraben worden. Das kann freilich schon lange her sein, vielleicht sogar seit der neolithischen Periode; denn der Acker lag voll von Feuersteinsplittern. Ich sammelte eine ganze Reihe sog. „Planken“ d. h. Späne, die beim Zurechthauen der Feuersteininstrumente abfallen, und außerdem einen kleinen, etwas abgebrochenen, polierten Meißel. Außer an diesem Punkte kommt Kreide an dem Wege von Altenhagen nach Philippshof am sog. Mühlenberge hervor. Die auf dem Pfarracker vorgenommene Grabung zeigte einen weißen Kreidemergel mit ziemlich viel harten, eckigen, bis faustgroßen Steinen und mit dunklen Feuersteinknollen. Die weißen Kalkknauern tragen oft einen kristallinen Überzug und erinnern etwas am Saltholmskalk. Die Feuersteine sind unregelmäßig verteilt, seltener als auf Rügen und auf Bruchstücken mehr kantendurchscheinend, ferner von der Ackerkrume leichter angreifbar. An Versteinerungen lieferte diese Kreide bisher: Bruchstücke von *Belemnitella mucronata* SCHL., *Gryphaea vesicularis* LAM., *Terebratula carnea*

[1]) Kreideproben von Neu-Pansow. Mitt. d. Naturw. f. Neuvorpomm. u. Rügen. Greifswald. Jahr 5—6. 1873—74. Sitz.-Ber. III.

Lam., *Rhynchonella octoplicata* juv., *Trigonosemus pulchellus* Nilss. sp., *Cidaris*-Stacheln, *Ananchytes ovatus* Lam., *Cardiaster ananchytis* Leske, *Echinoconus* sp. (kleine niedrige Form) und den Steinkern eines Zweischalers, der an *Isoarca obliquedentata* Lundgr. erinnert. Aus dieser Liste geht die Zugehörigkeit zur Mukronaten-Kreide klar hervor. Es ist Obersenon, aber nicht ganz die rügensche Ausbildung. Eher stimmt diese mit der bei Grimme unweit Löcknitz in der Uckermark beobachteten Facies überein, und deshalb meine ich, daß diese Altenhagener Kreide ein klein wenig älter ist als die auf Rügen sichtbaren Schichtenkomplexe. Wir haben demnach drei verschiedene Lagen des Obersenons in Pommern: die feuersteinfreie graue tonige Kreide von Finkenwalde, die an Kalkknauern reiche mäßige feuersteinführende weiße Kreide von Grimme und Altenhagen, sowie die weiche weiße Kreide von Rügen mit regelmäßigen Feuersteinbändern. Augenscheinlich ist in Finkenwalde die älteste, in Rügen die jüngste Lage erschlossen.

In das Mittelsenon, das bisher aus Pommern nicht bekannt war, möchte ich nunmehr die weiße, feuersteinfreie tonige Kreide rechnen, welche am Hafen der Greifswalder Oie im Geschiebemergel aufgestaucht enthalten ist. Die großen Abbrüche durch das Hochwasser am 16. Apr. 1903 haben diese Schollen wieder erschlossen. Elbert und Klose gaben eine Beschreibung derselben. Die Kreide ist ebenso bröckelig und steinig wie die zuletzt besprochene, aber Quarzkörner und etwas Glaukonit führend. Aus der Wand selbst wurden von uns herausgeholt: *Ananchytes ovatus* Lam., *Belemnitella mucronata* Schl., *Magas pumilus* Sow. und *Actinocamax granulatus* Bl. Demnach ist dieser Mergel an die Grenze der Mamillatenkreide gegen das Obersenon zu stellen, und in seine Nähe gehört auch die Kreide, welche als Scholle am Fuße des Golm auf Usedom im Diluvium liegt. Es sind also Reste einer der oberen Kreideformation angehörenden Schichtgruppe, welche bisher anstehend nicht entdeckt oder in Bohrungen nicht als bestimmt abgrenzbar erkannt wurde. Zweifelhaft bleibt ihr Verhältnis zu den Schwammkalken der Diewenowgegend bei Dobberpfuhl, Bresow etc., da in diesen erstens eine andere Facies und zweitens neben *Bel. mucronata* auch *Actinocamax quadratus* Bl. sp. auftritt. Weil aber das Gestein des Golm bereits Spongien führt und ähnlich aussieht, mag die Dobberpfuhler Kreide unmittelbar darauf folgen. Berücksichtigen wir, daß wahrscheinlich das Untersenon als Grünsand ausgebildet ist, analog dem Arnager Quarzit und Grünsand auf Bornholm und ferner, daß wir als scheinbar einheimische Geschiebe zahlreich *Actinocamax mamil-*

latus Nils. sp. in Vorpommern verbreitet sehen, die wohl aus leicht zerstörbaren Sanden herrühren, so ergibt sich eine mannigfaltige. noch vor kurzem ungeahnte Gliederung des pommerschen Senons.

Unter diesem eben erörtertem Gesichtspunkte ist das Resultat einer Bohrung auf dem Bahnhofe von Löcknitz zu betrachten. Um für die Lokomotiven der Kleinbahn nach Brüssow Wasser zu gewinnen, ist im November 1898 von H. Päpke in Stettin, im Auftrag der Firma Lenz & Co. ein Bohrloch gestoßen. Unter 38 m Diluvium folgte von 38—80 m Kreide, 80—92 m Kreide mit harten Stellen, 92—107 m harte Kreide, 107 bis 110 m weiße Kreide, 110—140 m sandige Kreide mit einer wasserreichen Kluft. Feuerstein wird nicht erwähnt, auch habe ich in Stettin in den Bohrproben nichts davon gesehen. Es könnte die Lage bis 80 m dem Finkenwaldener Niveau zuzuschreiben sein, 90—107 m dem Kieselkalk von Dobberpfuhl und 107—140 m dem sandigen Mittelsenon (Granulatenhorizont) vom Hafen der Greifswalder Oie. Rechnet man dazu etwa 200 m Obersenon von Rügen, so erhalten wir über dem fraglichen Grünsande eine Schichtenreihe von nahezu 300 m, die als „weiße Kreide" ausgebildet ist. Unwahrscheinlich ist diese Zahl nicht, weil nach freundlicher Mitteilung von Herrn Päpke bei Bredow unweit Stettin neuerdings 200 m in Kreide gebohrt sein soll. Leider waren Einzelheiten nicht zu erfahren. Dies ist umsomehr zu bedauern, als bei der Beurteilung solcher Bohrprofile größte Vorsicht anzuwenden ist, weil schiefe Klüfte und Aufrichtung der Schichten die ursprüngliche Lage und Mächtigkeit wesentlich verändert haben.

Ebenso hat sich für das Turon eine weit größere Ausdehnung in Vorpommern herausgestellt und zwar dank der unermüdlichen Nachforschungen, welche Herr Direktor Hoyer in dem Demminer Kreise unternahm. In einem Programm der Töchterschule zu Demmin machte Schmeckebier 1859 auf Kreide zwischen Roidin und Buchholz und zwischen Tellin und Siedenbüssow, also zu beiden Seiten des unteren Tollensethales aufmerksam. Er erwähnte ferner, daß bei Golchen und Siedenbüssow ein Kalkofen gestanden habe, dessen Brennsteine als Ziegel aus der Kreide geformt worden seien. Als Ergänzung dieser Angaben teilte mir gelegentlich eines Ausfluges nach Tellin Herr Rektor Götze mit, daß in den alten Stadtrechnungen von Demmin viele Jahrzehnte hindurch Ausgabeposten für Ankauf und Fracht von Kalk aus der Brooker Gegend vorkämen. Brook liegt bei Tellin und Siedenbüssow, sodaß die Demminer im 17. Jahrhundert oder schon früher an dieser

Stelle den Mauerkalk für ihre städtischen Bauwerke gewannen. Herr Hoyer und ich haben nun einen Teil dieser alten Kreidelager wiedergefunden, veranlaßt durch eine Beobachtung von Dr. Elbert, daß Kreide bei Alt-Tellin an der Kleinbahn sichtbar werde.

Es handelt sich um einen größeren Zug von Turon, der auf dem rechten Ufer der Tollense von Wietzow bis Borgwall sich erstreckt, also fast 5 km lang ist. Die Kreide steckt dicht unter der Ackerkrume oder schaut unmittelbar zu Tage 1) nördlich von Wietzow zu beiden Seiten des Daberkower Weges auf der 29 m hohen flachen Kuppe, 2) an der Kleinbahn und in den benachbarten Feldern zwischen Alt-Tellin und Borgwall. 3) Zahlreiche weiße Feuersteintrümmer bedecken die Äcker zwischen Wietzow und Siedenbüssow, und nach Schmeckebier ist früher auch zwischen Siedenbüssow und Tellin Kreide zu beobachten gewesen. 4) Die alten Kreidegruben bei Brook sind noch deutlich erkennbar, und von dort soll nach Hoyers Mitteilung sich dies Gestein dicht unter der Ackerkrume bis Sanzkow fortsetzen. Diese Punkte ordnen sich also zu einem zusammenhängenden NW—SO. streichenden Zuge an, der dem Tollensethale parallel geht und wahrscheinlich durch hercynische Spalten eine so hohe Lage angenommen hat. Die zwischen Roidin und Buchholz, also am linken Tollenseufer und in den bis 82 m aufsteigenden Hügeln des Golchen Waldes angeblich vorhandenen Kreidemassen haben wir bisher noch nicht wieder nachweisen können. Von mir eingezogene Erkundigungen waren resultatlos, obwohl damals gerade bei Buchholz umfassende Meliorationsarbeiten ausgeführt wurden.

Bei Tellin und Wietzow ist die Kreide weißgrau, ziemlich tonig, voll von Kalkknauern und mit einem plattigen, hellgrauen dunkler geflammten oder gelegentlich bandartig gefleckten Feuerstein versehen. Da größere Anbrüche fehlen, läßt sich über das Auftreten des Flints nichts sagen; er macht aber eher den Eindruck von verkieselter Kreide als von eigentlichen Konkretionen nach Art der Rügener Knollen. Zwischen härteren kalkigen und kieselsäurereichen Bänken schieben sich ganz weiche erdige Lagen ein. Auch die Kalkknauern bergen viel Kieselsäure. Größere Versteinerungen fehlen bisher ganz. Aus Alt-Tellin erhielt ich mehrere Proben, die ich abschlämmte, und in dem Rückstande konnte ich nachweisen: Fischzähne, *Bairdia subdeltoidea* Münst. sp., *Terebratulina gracilis* Schl., *T. Seebachi* Schloenb., *Argiope* nov. sp., *Phymosoma-* und *Ananchytes-*Stacheln, *Asterias*-Platten, *Bourguetocrinus ellipticus* Mill., *Serpula aspera* Hag., *Serp. aff. implicata* Hag., *Porosphaera*

globularis Phill. (kleine Individuen), *Dentalina soluta* Rss., *Frondicularia solea* Hag., *Fr. biformis* Marss., *Fr. striatula* Rss., *Cristellaria rotulata* Lam., *Cr. recta* Rss und andere Foraminiferen. Sehr zahlreich kamen Schalentrümmer dicker Inoceramen vor. Von Wietzow verdanke ich dem Besitzer, Herrn Grafen Blücher, mehrere Analysen des Kalkes, die angefertigt waren, um den Düngerwert des Materials zu ermitteln. Die Kreide enthält zwischen 30 und 36.6% CaO und zwischen 22.9 und 28.1% CO_2, ein kleiner Teil der Kalkerde muß an andere Säuren, z. B. nicht bestimmte Kieselsäure, gebunden sein. Der Rest besteht aus Wasser, Ton und Kieselsäure.

Ganz die gleichen Schichten bemerkt man unter dem Diluvium 5 km SW. vom Tollensethale, südlich des Golchener Hügelrückens in einem parallelen Streifen, der zwischen Peselin, Letzin und Gnevkow liegt. Wie ich schon früher schilderte, haben wir dort zwei Mergelgruben bei Peselin, eine südöstlich, die andere westlich vom Gute. Im letzten Herbste ist eine dritte Grube 200 m östlich von der Haltestelle Gnevkow aufgemacht und bereits 6 m tief. Herrn Prof. Mührer in Demmin verdanke ich Gesteinsproben, einen Situationsplan und die Angabe, daß die Kreideschichten dort ½ m unter der Oberfläche stark gestaucht anstehen. Man hat die harten Kiesellagen zur Wegebesserung benutzt. Dazu kommt eine große Kalkgrube bei Marienhöhe an der Ostseite des Bahneinschnittes südlich der Haltestelle. Diese Grube, etwa 6 m tief, liefert große Mengen von Kalk, der zur Verbesserung des Bodens auf der zu Gültz gehörenden Begüterung dient, und dessen Trümmer man daher weithin auf den Äckern bis gegen Tützpatz verstreut antrifft. Auch im Eisenbahneinschnitte ist Kreide am Boden und Rande sichtbar. In der Grube zeigt sie sich als schwach zusammengebogen mit starker Druckklüftung. Die Feuersteinbänke sind meist ganz zertrümmert. Das Gestein ist graulichweiß, kalksteinartig fest, eckig bröckelig, sehr reich an Kieselsäure, sodaß die einzelnen Lagen gewissermaßen davon durchtränkt sind und plattenförmige, mit dem Nebengestein eng verbundene Feuersteine erzeugt werden. Eine Kalkbestimmung von einem gleichmäßigen, festeren Stück ergab CaO 49.88% und 33.22% $CO_2 + H_2O$. Der Rest ist SiO_2 und Ton. Trotz langen Suchens und wiederholter Besichtigung gelang es nur dürftige Schwammreste, kleine unbestimmbare Inoceramen, einige Fischschuppen und Fischwirbel zu entdecken. Nicht ein einziger Seeigel ist von dort bekannt geworden. Markasit tritt hie und da in Knollen auf und hat in der Regel Umwandlung in Limonit erfahren. Die Flintmassen besitzen außen helle weißliche, innen

mehr aschgraue Färbung, sind gestreift oder geflammt und zeigen bisweilen eine an *Chondrites furcatus* Röm. erinnernde Zeichnung. Ganz ebensolche hellen Feuersteine sammelte ich vor einigen Jahren in der nördlicheren, zwischen Peselin und dem Bahndamm eröffneten Kalkgrube. Dort umschlossen sie neben *Pecten* und *Frondicularia* kleine Individuen von *Inoceramus Brongniarti* Sow. Außerdem lag in der Grube ein *Ananchytes striatus* Goldf. Damit ist das Alter dieser Kreide als Turon festgestellt, eine Bestimmung, welche mit der alten von Boll harmoniert. Weil nun die Marienhöher und Peseliner Kreide wohl dieselbe ist wie die bei Tellin-Wietzow, halte ich auch diese für Turon. Indessen dürften beide Züge ältere Schichten als die Lebbiner Kreide auf Wollin darstellen. Von den so sehr charakteristischen braunschwarzen, mit viel kleinen weißen Flecken gesprenkelten Feuersteinen des Oberturons habe ich an diesen vorpommerschen Fundorten nur Andeutungen gesehen (bei Tellin) und vermute daher, daß diese Kreide mit dem grauen geflammten Flint unter das eigentliche Oberturon und über die cenomane Kreide einzuordnen ist. Ich schließe das aus einer Bohrung bei Lubmin, die bis dahin nicht zu deuten war. Zwar wurde bereits 1902 von mir die Möglichkeit erörtert, daß der von 35 bis 137 m erbohrte Kalk mit hellem Feuerstein Unterturon sei; aber da wir bisher Ähnliches in Pommern nicht kannten, blieb die Sache zweifelhaft. Jetzt möchte ich diese 100 m festeren Kalksteins von Kreideaussehen für Mittelturon und den von 137—193 m erbohrten kittartigen graulichen steinfreien Ton für Unterturon erklären. Dieser Ton würde dann den am Swinhöft im Diluvium steckenden Lagen entsprechen und auf der cenomanen Kreide ruhen. Mit dieser durchaus zuverlässigen Deutung wäre wieder eine Lücke in der pommerschen Kreideformation ausgefüllt. Die Mächtigkeit der Schichten ist abermals bedeutend. Erinnert sei daran, daß am Swinhöft vor 30 Jahren ein Bohrloch den unterturonen Ton bis 171' d. h. beinahe 60 m weit verfolgt hat, was mit der Lubminer Bohrung übereinstimmt. Das Oberturon ist gut nur in den Lebbiner Brüchen erschlossen und mag vorläufig auf 30—40 m geschätzt werden. Sehr interessant war mir ein beim Swinhöft von Herrn Dr. Joh. Böhm gesammelter und mir freundlichst übersandter graulicher Kalkstein, wahrscheinlich eine Bank des Unterturons, in welchem ein *Acanthoceras* vom Habitus des *Ac. Woolgari* Mant. und ein Inoceramenfragment lagen, welches nach der Berippung *J. labiatus* Schl. sein kann. Vielleicht ist also auch der Labiatuspläner in Pommern abgrenzbar.

Von dem Cenoman lieferte uns bereits vor Jahrzehnten

die Greifswalder Tiefbohrung einige Kenntnis. Seitdem sind die 1902 von mir beschriebenen Bohrlöcher bei Swinemünde, Heringsdorf auf Usedom und von Gustebin im Greifswalder Kreise hinzugekommen. Daraus läßt sich ein Gesamtbild gewinnen derart, daß das obere Cenoman eine glimmerreiche weißliche tonige Kreide von 30--35 m Dicke darstellt, dann kommt eine 5--7 m mächtige rotgelbe Tonmergellage, darauf eine ca. 1 m messende Bank mit *Belemnites ultimus* d'Orb., die schon Grünsand führt, und schließlich ein mächtiger aus grünen und weißen kohlehaltigen Sanden bestehender Komplex, der sich gegen den Gault nicht abgrenzen läßt.

Im Diluvium hochgepreßte Schollen dieser Schichtenfolge, aber nicht die ganze Reihe finden sich auf der Westseite der Greifswalder Oie, wo Elbert und Klose denselben eingehende Untersuchung zu teil werden ließen. Neu erbohrt sind Teile derselben bei Koitenhagen Krug, 5 km SO. von Greifswald an der Anklamer Chaussee in 40—50 m Tiefe. Dieselben sind mit den bei Gustebin in 40—60 m Tiefe erbohrten Grünsanden identisch. — Glimmerreiche anscheinend feuersteinfreie Kreide, also vielleicht Obercenoman kommt bei Bentzin im Kreise Demmin vor. Es hat dort früher ein Kalkofen gestanden. Dieselbe Bank ist erbohrt auf der Domäne Barkow im Kreise Grimmen in 9 m Dicke, unterteuft von feinen glaukonitischen glimmerreichen Sanden. Endlich verdanke ich der Geolog. Landesanstalt in Berlin die Kenntnis von einer Kreidescholle bei Neuendorf auf Wollin, in der Herr Prof. Keilhack mehrere Exemplare von *Belemnites ultimus* d'Orb. konstatierte. Dieselbe ist also mit der Kreide von Schwentz, O. von Cammin gleichaltrig.

Zum Gault gehören die tiefsten Partien der Greifswalder und Usedomer Bohrungen, sowie einzelne Schollen auf der Greifswalder Oie. Es sind, wie wiederholt beschrieben, schwarze Sande und Tone mit Phosphoriten, verkieseltem und verkohltem Holz und asphaltartigen Massen. Die Dicke beträgt über 40 m. Durchsunken sind diese Lagen nicht. Unbestimmbare Ammoniten, Belemniten, Schnecken und Knochentrümmern wurden darin beobachtet, bei Greifswald auch *Bel. minimus* List. durch Dames erkannt.

Unter dem Gault ist in der pommerschen Sedimentfolge noch eine Lücke; die nächste anstehend bekannte Schicht wäre das hinterpommersche Portlandien bei Zarnglaff, südlich von Cammin. Es fehlen also noch Neocom und Wealden. Von den letzten können vielleicht der bei Lobbe auf Rügen eingepreßte schwarze Ton mit Kohle und Cyrenen und viele Cyrenengeschiebe, die ich in einem besonderen Aufsatze behandele, eine

Andeutung sein. Von Neocom haben wir nur in Holstein und in Dänemark seltene Geschiebe. Aber daraus geht schon hervor, daß es nicht fehlt, jedoch im westlichsten Abschnitt der Ostsee jedenfalls sehr tief liegt. Dasselbe wäre am ehesten in Schollen auf Wollin und in der Camminer Gegend zu erwarten, wo ja seine Unterlage, der Jura, sichtbar wird.

Ich gliedere demgemäß nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse die pommersche Kreide folgendermaßen:

Paleocän: Grünliche Sandsteine, dunkle fette Tone, Basalttuffe, Echinodermenbreccie.

Saltholmskalk wie in Dänemark; zum größten Teil denudiert.

Obersenon: Weiße Schreibkreide mit regelmäßigen Schnüren

Belem. mucronata.
- schwarzen Feuersteins (Rügen) ca. 200 m nach unten ärmer an Feuerstein und eckig bröckelig werdend.
- Weißgraue, tonige, feuersteinfreie Kreide von Finkenwalde, ca. 40 m.
- Weiße Spongienkalke von Cammin mit *Actinocamax quadratus*, ca. 30 m.
- Weiße, bröckelige, sandige, schwach glaukonitische Kreide mit Granulatenbelemniten, ca. 30 m.

Untersenon: Grünsand mit *Actinocamax mamillatus* (?) und *westfallicus*. Vielleicht bei Revahl beobachtet, sonst unbekannt in Pommern. Dagegen auf Bornholm vorhanden, bei Danzig erbohrt.

Oberturon: Weiße Kreide mit schwarzem, weißgesprenkeltem Feuerstein (Lebbin) ca. 30—40 m, *Micraster breviporus*, *Holaster planus*.

Mittelturon: Verkieselte Kreidekalke mit weicheren Lagen. Aschgraue geflammte Flintmassen (Demminer Gegend, Lubmin) ca. 100 m.

Unterturon: Graue, markasitreiche Tonmergel mit Kalkmergelbänken (Swinhöft, Lubmin) ca. 60 m.

Cenoman: Weiße tonige, glimmerhaltige Kreide ohne allen Feuerstein, 30—35 m. (Vorpommern, Neuendorf, Schwentz.)
Rotgelber Tonmergel (Vorpommern) 5—7 m.
Sandige glaukonitische Kreidebank mit *Bel. ultimus*, 1 m.
Grünsande ca. 30 m.

Gault: Kohlige dunkle Sande, fette Tone, Asphaltmassen, Phosphorite mit Ammoniten, *Bel. minimus*, verkieselte Hölzer, Kohle ca. 40 m.

Neocom: vorläufig unbekannt.

Wealden: Tone mit Cyrenen, Sande mit Toneisenstein, Kohle (bisher nur als Scholle beobachtet). Cyrenensandsteine (nur als Geschiebe).

Portlandien.

In der von mir 1894 veröffentlichten Gliederung der pommerschen Kreide waren noch viele Lücken. Einige glaube ich nun im Laufe dieser zehn Jahre ausgefüllt zu haben; zwei sind aber noch geblieben im Neocom und Untersenon. Die hier gegebenen Mächtigkeitszahlen sind ausnahmslos durch Bohrung gewonnen. Daher müssen sie mit einer gewissen Reserve beurteilt werden. Wenn das Diluvialeis oder tektonische Vorgänge die Schichten aufgerichtet und eventl. sogar auf den Kopf gestellt haben, erhalten wir bei Bohrungen ja viel zu große Werte. In fast allen Fällen fehlt aber die Möglichkeit der Kontrole. Trotzdem wollte ich einmal die Zahlen geben, da aus denselben immerhin eine Art Verhältnis der einzelnen Schichtenmassen hervorgeht. Mit diesen Zahlen gelangen wir auf 6—700 m für die Mächtigkeit der gesamten pommerschen Kreide, wovon etwa ein Drittel auf das Senon fällt. Dieses obere Drittel ist durch das, was wir auf Rügen sehen, und durch zahlreiche Bohrungen ziemlich sicher gestellt. Und an diesem gemessen kommt mir die Zahl keineswegs so überaus groß vor. Die Sedimente Rügens weisen nicht auf Tiefsee hin; die großen Austern, das Fehlen von Radiolarien etc. lassen trotz der Kieselspongien kaum ein tieferes Wasser als 3—400 m erwarten. Nehmen wir ein solches an, so erhalten wir für das pommersche Kreidemeer eine keineswegs ungewöhnliche oder unerwartete Form. Freilich folgt daraus, daß im Obersenon das Meer noch 400 m tief war, daß seit dem Wealden eine Gesamtsenkung von ca. 1000—1100 m eintrat. Wir brauchen nur an den heutigen Steilabfall der norwegischen Küste gegen das Skagerak (— 809 m) zu denken, um auch darin nichts Besonderes zu sehen.

Ich denke mir die Geschichte des pommersch-mecklenburgischen Meeresteiles während der Kreidezeit etwa, wie folgt. Während des Portlandien trat eine Verflachung ein; die Zunahme der Sande, Treibholz, Pflanzenspreu etc. beweisen, daß das ohnehin nicht sehr tiefe Meer seichter wurde. Zuletzt war Gelegenheit gegeben zu brackischen Strandbildungen mit Cyrenen und Kohlen, gleichsam eine Rekurrenz der Rhaet-Lias Phase. Die im Neocom einsetzende positive Strandverschiebung, der Vorläufer der cenomanen Transgression schuf wieder eine Flachsee, in der sich die kohlehaltigen Gaultsande und die Grünsande des unteren Cenoman absetzen. In recht kurzer Zeit (eine Bank von 1 m Dicke) vollzieht sich im mittleren Cenoman der Facieswechsel, bedingt durch bedeutende Einbrüche oder Senkungen. Rote Tonmergel lagern sich ab in offenerem Wasser, rein marin mit zahlreichen Foraminiferen, darauf folgt Kreidebildung. Dieser cenomanen Kreide möchte ich die preußischen fossilreichen Ge-

schiebe gleichaltrig setzen. Sie sind die Strandfacies unserer westbaltisch-mecklenburgischen tieferen See, sind Serpulariffe, Lingulasande etc. und mögen weit nach ONO. gereicht haben, wo damals das Meer transgredierte. Nach einer Periode der Ruhe im Unterturon und dem Absatze eines kalkigen Tones wanderten die Kieselschwämme ein und schufen den mächtigen Kreidekalk mit den geflammten hellen Flintmassen. Darauf legte sich nachdem eine gewisse Tiefe erreicht war die oberturone Kreide, die in so vielen Dingen auffallende Ähnlichkeit mit dem Obersenon hat, vor allem in der reichen Seeigelfauna und in der bankweisen Verteilung der dunklen Feuersteine. Nun haben wir leider die Lücke im Untersenon. Wir wissen nicht, ob die Auffüllung des turonen Meeresarmes wieder bis zur Flachsee fortschritt und abermals Grünsande abgelagert wurden. Es kann sein: Sicher ist, daß weiter östlich in Westpreußen solche Sedimente entstanden und sich an dem Granitkerne von Bornholm bildeten. Eine Erneuerung der positiven Bewegung schuf die schonensche Transgression und erzeugte im pommerschen Gebiete die sandig glaukonitische Kreide. Damals wanderte *Belemnit. mucronata* ein, vielleicht von Osten her, da sie in Westeuropa später erscheint und nicht alle Schichten des höheren Senons erfüllt. Wir sehen, wie die Facies des Mittelturons in der Spongienkreide der Camminer Gegend, vielleicht verursacht durch analoge Tiefenverhältnisse, wiederkehrt; dann haben wir das Obersenon mit seinem mächtigsten Gliede: der Rügener Kreide. Den Saltholmskalk kann ich nur für eine Flachwasserbildung ansehen; und auf ihn lagert sich die glaukonitische Echinodermenbreccie, das Ausschlämmungsprodukt inzwischen emporgestiegener Kreideklippen, die von den Wellen benagt wurden und mit ihren Trümmern neue Sedimente lieferten. Aber auch die nächste Paleocänzeit ist noch nicht frei von Bodenschwankungen. Tiefere See ist damals zwar nicht entstanden, aber mächtige Tone ohne großen Sandgehalt konnten abgelagert werden. In Schonen traten die Basalteruptionen ein, die ihre Tuffe weit gegen Süden in das Meer fallen ließen, schließlich entstand abermals ein glaukonitischer Sandstein des seichten Meeres. Die Rekurrenz im Tertiär (Septarienton, Stettiner Sand, Dünenbildungen des Oberoligocäns und schließlich Braunkohlen im Miocän) mag der Vollständigkeit wegen hier noch angeführt sein. Es ist immer derselbe Vorgang, bald heftiger und zu größeren Unterschieden führend, bald langsamer und weniger tief eingreifend. Die letzten Äußerungen sind die postglacialen Verschiebungen, die zur Entstehung der Yoldiasee, des Ancylussees und des Litorinameeres führten. Sie sind zugleich eine Illustration für die Einschaltung der Brack- oder

Süßwasserbildungen im Wealden zwischen Portlandien und Gault. Die allerletzte Phase ist die seit der Litorinazeit fortdauernde Hebung des nördlichen Schwedens. Ganz erhebliche Schwankungen hat demnach Skandinavien und vor allem das südbaltische Gebiet erlitten. Einen Teil derselben, nämlich die wiederholten Senkungen können wir mit wiederkehrender Bruchbildung im Sinne des hercynischen Systems in Verbindung bringen. Das Aufsteigen aber nicht.

In einer Hinsicht mag dieses auch nur ein scheinbares sein, da die Sedimente, welche die Meeresteile auffüllten, in ihren oberen Schichten allmählich den Charakter des Flachsee erhalten mußten. Indessen wird man schwerlich umhin können, wirklich echte Hebung einer größeren Ländermasse als einzige zutreffende Erklärung der *Yoldia*- und *Ancylus*-See, sowie der Faciesbildungen und der Klippen resp. Inseln am Ende der Kreideformation anzunehmen. — Es ist ferner eine ganz interessante Frage, aus der Beschaffenheit der südbaltischen Sedimente sich den jeweiligen Zustand des großen skandinavischen Schildes zu rekonstruieren. Es gelingt ganz gut, muß aber für einen besonderen Aufsatz zurückgestellt werden. Hier sei nur bemerkt, daß ich die obere Kreide für die Periode der Hauptzerstörung der silurischen Kalklager auf dem Rumpfe von Skandinavien halte, während die Juraschichten ihr Material aus dem Devon, die tertiären vorzugsweise aus dem Untersilur und Kambrium bezogen. Jedenfalls wäre dadurch das gewaltige Anschwellen der kalkigen Absätze im Kreidemeere auf die einfachste Weise erklärt.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 2. **1905.**

2. Protokoll der Februar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 1. Februar 1905.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Das Protokoll der Januar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende widmete den verstorbenen Mitgliedern Herren VON REINACH und ANDREAE warme Worte der Teilnahme, ferner Herrn Berginspektor ERWIN SEMPER. Die Anwesenden erhoben sich zu Ehren der Verstorbenen von den Sitzen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr GUSTAV WILHELM VON ZAHN, Oberleutnant a. D., Halensee b. Berlin.
vorgeschlagen durch die Herren v. RICHTHOFEN, ZIMMERMANN und BLANCKENHORN;

Herr stud. KARL DREYER, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren SALOMON, ERDMANNSDÖRFER und JOH. BÖHM.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

BRUN, ALB.: Étude sur le point de fusion des mineraux. 2 Mémoire. S.-A. a. Arch. d. sci. phys. et nat. Genève. 1904.

HANDLIRSCH, A: Les insectes houillers de la Belgique. S.-A. a. Mém. Musée Royal d'Hist. nat. de Belgique. **3**. 1904.

KOEHNE, W.: Sigillarienstämme, Unterscheidungsmerkmale, Arten, geologische Verbreitung, besonders mit Rücksicht auf die preußischen Steinkohlenreviere. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. H. 43. 1904.

PRIOR, G. T.: On Teallite, a new sulphostannite of lead from Bolivia; and its relations to Franckeite and Cylindrite. S.-A. Mineralog. Mag. London **14**. 1904.

— : Note on a Pillow-lava apparently forming a continous horizon from Mullion Island to Gorran Haven in Cornwall. S.-A. a. Geol. Mag. London (5) **1**. 1904.

WEBER, M.: Über tertiäre Rhinocerotiden von der Insel Samos. S.-A. Bull. soc. Imp. d. natur. Moscou, 1904.

Herr **W. Wolff** sprach über: **Ein prähistorischer Bohlweg im Wittmoor bei Hamburg und die Bedeutung solcher Bohlwege für die Altersbestimmung der Hochmoorbildungen.**

Nachdem in den letzten Jahren die norddeutschen Moore nicht vom botanisch-kulturellen Standpunkt allein sondern auch von der geologischen Seite eifriger durchforscht sind, ist eine Reihe interessanter Probleme aufgetreten, unter denen die Frage nach dem relativen und absoluten Alter der einzelnen Hochmoorbildungen eines der anziehendsten ist. Von den zahllosen kleinen Mooren in den Kesseln der Moränenlandschaft wissen wir, daß sie sich schon bald nach dem Rückzuge des nordischen Inlandeises zu bilden begannen. Zunächst entstanden allerdings noch keine Torfe, sondern tonige Absätze mit arktischen Pflanzenresten, sodann meistens Faulschlamm- und Kalkablagerungen, deren Fauna und Flora noch wenig untersucht ist, und erst darauf Torfe, in manchen Fällen späterhin Hochmoortorfe.

Ob die ungeheuren Hochmoore des Ems- und Wesergebietes, welche großenteils auf weiten Tal- und Beckensandablagerungen ruhen, schon in der frühesten Postglacialzeit aufzuwachsen begannen, ist noch ungeklärt. Arktische Pflanzenreste sind in ihren untersten Schichten meines Wissens bisher nicht gefunden. Ihre ersten Anfänge, meist bestehend in Flachmooren oder in Übergangsmooren mit einer Föhren- und Birkenvegetation, waren von geringer Ausdehnung im Vergleich zu den Flächen, welche die späteren Torfbildungen überwucherten. Man darf vielleicht annehmen, daß in der früheren Postglacialzeit die Bedingungen für die Entstehung von ausgedehnten Mooren (nicht so sehr von Hochmooren als besonders auch von Flachmooren) auf diesem Gelände weniger günstig waren als in der späteren Zeit. Wir werden zu dieser Annahme durch die Erkenntnis genötigt, daß in jener frühen Zeit das norddeutsche Flachland ein höheres Niveau hatte als gegenwärtig, und daß somit die Grundwasserverhältnisse, welche die Entwicklung gerade der Flachmoore sehr wesentlich regulieren, in weiten Teilen des Landes ganz andere waren als heute. Die weite Verbreitung unterseeischer Torfe an der deutschen (und holländisch-belgischen) Nordseeküste, die Abrasionserscheinungen auf Helgoland[1]) und namentlich die tiefe Lage der Basis des Flußalluviums im Mündungsgebiet der Eider, Elbe, Weser und Ems lassen sich ohne Annahme einer späten Küstensenkung nicht gut erklären. Von der Ostseeküste Ost- und Westpreußens, Pommerns, Mecklenburgs und Holsteins ist durch

---

[1]) Vergl. Diese Zeitschr. 55. H. 4, 1903.

Berendt, Jentzsch, den Vortragenden, Klose, Geinitz, Friedrich, Weber u. a. eine beträchtliche Senkung (zur Litorinazeit) nachgewiesen.[1]) Bei Kiel und Lübeck betrug diese mindestens 20 m, vielleicht gar 40 m. Von dort bis zur Nordseeküste ist nur eine so geringe Entfernung, daß man nicht annehmen darf, daß diese weitverbreitete Senkung nicht hinübergereicht haben sollte. F. Schucht ist in seiner Arbeit über die Geologie der Wesermarschen zu dem Ergebnis gekommen, daß die Senkung der Nordseeküste dort ca. 20 m betragen haben müsse — das ist fast genau der Minimalbetrag der südbaltischen Litorinasenkung. Aus einer Bohrung zu Tönning an der Eider habe ich Proben einer Torfschicht aus —22 m kennen gelernt, an denen J. Stoller nur Landpflanzenreste wahrnahm; es scheint sich um einen außerhalb des Meeresbereiches zusammengeschwemmten Torf zu handeln, unter welchem anscheinend alluviale Sande noch bis —46 m liegen. Ganz besonders auffällig ist die Erscheinung, daß das untere Alluvium der Elb- und Weserniederungen fast ausschließlich aus Sand- und Kiesschichten besteht, die z. B. bei Bremen, rund 50 km von der Küste entfernt, noch bis ca. 10—12 m unter NN hinabreichen. Erst im oberen Alluvium treten Schlickschichten (bei Hamburg anfangs mit mariner Fauna) sowie humose Bildungen auf. Das untere Alluvium dieser Gebiete ist offenbar von rascher fließenden Ge-

---

[1]) Vergl. G. Berendt, Geologie des kurischen Haffs. Schriften d. physik.-ökonom. Ges. Königsberg **9**. 1869.

C. A. Weber, Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal, Berlin 1902, P. Parey.

A. Jentzsch, Geologische Skizze d. Weichseldeltas. Schriften d. physik.-ökonom. Ges. Königsberg **21**. 1880.

W. Wolff, Erläuterungen z. Bl. Trutenau. Geolog. Karte v. Preußen, Lieferg. 107, Berlin 1903.

H. Klose, Die alten Stromtäler Vorpommerns. IX. Jahresbericht d. geogr. Ges. z. Greifswald 1904.

E. Geinitz, Die geologischen Aufschlüsse des neuen Warnemünder Hafenbaues. Mitt. aus d. großh. Mecklenb. geol. L.-A. **14**. Rostock 1902.

—: Die geographischen Veränderungen des südwestlichen Ostseegebietes seit der quartären Abschmelzperiode. A. Petermanns geograph. Mitteilungen 1903. H. 4.

P. Friedrich, Geologische Aufschlüsse im Wakenitzgebiet der Stadt Lübeck. Mitt. d. geogr. Gesellsch. i. Lübeck, H. 5, 1903.

C. A. Weber, Über Litorina- u. Prälitorinabildungen der Kieler Föhrde. Englers botan. Jahrbücher, **35**. H. 1, 1904.

F. Schucht, Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. Inaug.-Dissert. Halle 1903.

J. Lorié. Beschrijveing van eenige nieuwe Grondboringen, IV. Verhand. d. Koninkl. Akad. van Wetenschappen te Amsterdam. Tweede Sectie. Deel IX No. 9. Amsterdam 1903.

wässern z. Z. einer weit höheren Lage des Landes abgesetzt. Später aber führte eine starke Senkung das Meer landeinwärts, verlangsamte die Strömung der Elbe und Weser und brachte ihren Unterlauf in den Bereich der Flutwelle, welche durch regelmäßigen Wasserstau den Absatz der feinen Schlicktrübe ermöglichte.

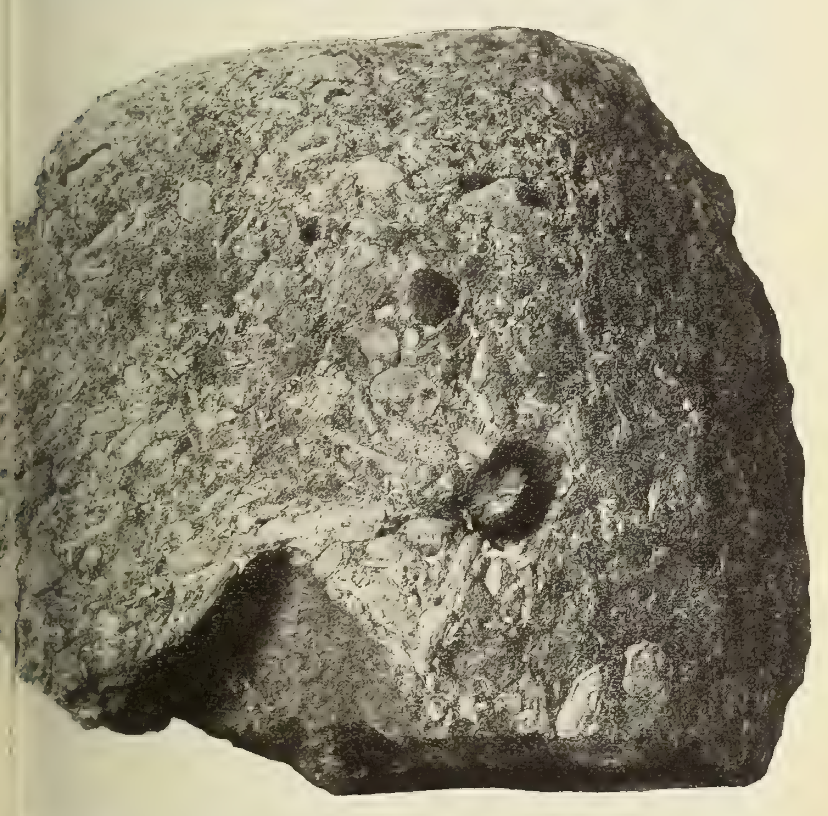
Damals mag die Entwässerung des ganzes Flachlandes und die Lage des Grundwasserspiegels bedeutsame Veränderungen erlitten haben, infolge deren die Moorbildung ein rascheres Tempo annehmen konnte.

Man wird also schon bei dieser mehr theoretischen Betrachtung nicht geneigt sein, den nordwestdeutschen Hochmooren ein sonderlich hohes Alter zuzuschreiben, mit Ausnahme der in den allertiefsten Senken ihres Untergrundes gelegenen, sehr beschränkten Flachmoorschichten. Wir können aber von einem sehr mächtigen, räumlich sogar am weitesten ausgedehnten Bestandteil dieser Moore, dem „jüngeren Moostorf" nachweisen, daß er eine überraschend junge Bildung ist. Die Beweisführung stützt sich auf archäologische Funde. Aus den allerdings von naturwissenschaftlichen Laien gelieferten Beschreibungen der römischen Bohlwege im Diepholz-Lohner Moor geht hervor, daß diese Bauten mit einer Ausnahme jetzt etwa $1^1/_2$—$2^1/_2$ m unter der Oberfläche an der Basis des jüngeren Moostorfes, teils anscheinend im „Grenztorf" (Weber), teils im oberen Teil des älteren Moostorfes liegen. Der dortige jüngere Moostorf würde somit erst etwa 1800 Jahre alt sein. Verfasser hat nun im Wittmoor bei Hamburg, von dem bereits durch Frahm ein im jüngeren Moostorf gelegener Bohlweg bekannt gegeben ist, einen neuen Bohlweg aufgefunden, der ebenfalls an der Basis des jüngeren Moostorfes liegt. Dieser Bau, außerhalb des ehemaligen römischen Machtbereiches gelegen, ist germanischen Ursprunges, aber mangels archäologischer Funde nicht datierbar. Unter der Voraussetzung, daß die Weber sche Grenztorftheorie richtig ist, würde man ihn nach seiner Lage im Moorprofil ohne weiteres mit den Diepholzer Römerbrücken parallelisieren und in den Beginn der christlichen Zeitrechnung stellen dürfen. — Eine ausführlichere Erörterung erscheint demnächst im Jahrb. der Kgl. preuß. geol. L.-A.

Herr **Gagel** sprach über **postsilurische nordische Konglomerate als Diluvialgeschiebe.** (Hierzu 1 Textfig.)

Es sind bei der Kartierung ziemlich häufig grobe Konglomerate beobachtet, besonders in der Mark, aber auch in Schleswig-Holstein, die aus ziemlich — bis 7 cm Durchmesser — großen, z. T. sehr wenig abgerollten, stumpfeckigen Geröllen bestehen. Diese Gerölle bestehen zu einem erheblichen Teile aus roten

Kalken; sehr zahlreich sind darin vertreten große Stücke dünnplattiger, sandiger Tonschiefer und dünnplattige, tonige Sandsteine, seltener hellgrünlich graue, dunkelgefleckte, mürbe Quarzite, endlich ziemlich spärlich Calcedone, Quarzporphyre, Diabase, Gneise und große Quarzkörner und anscheinend auch Phosphorite. Zusammengekittet sind diese Gerölle durch ein sehr reichliches rotbraunes, eisenschüssiges Zement, das zum kleinen Teil aus zerriebenem rotem Kalk zum größeren aus Eisenverbindungen besteht und sich glatt in heißer Salzsäure auflöst.



Konglomerat mit Geröllen von Beyrichienkalk südlich von Tramm in Lauenburg. $^1/_3$ nat. Größe.

Eine Bauschanalyse des Gesteins ergab 48 % in Salzsäure löslicher Bestandteile, davon 29 % $CaCO_3$ und der Rest im wesentlichen Brauneisenerz; geringe Spuren von Porphorsäure sind ebenfalls vorhanden. Über das Alter dieser Konglomerate war

lange keine Klarheit zu gewinnen; sie galten — ohne zwingenden Grund — immer als kambrisch, bis Dr. SCHRÖDER zum erstenmale in einem solchen Konglomerat Gerölle von rotem, obersilurischem Beyrichienkalk mit Beyrichien und Orthoceren fand.

Im letzten Jahre fand Vortragender nun in Holstein wieder ein solches Geschiebe, das ebenfalls Gerölle von rotem und gelblichem Beyrichienkalk mit Beyrichien und *Chonetes striatella* enthält. Diese Gerölle ähneln z. T. sehr auffallend den rotbraunen, obersilurischen Beyrichiengesteinen SCHONENS. Damit ist erwiesen, daß diese Konglomerate postsilurisch sein müssen.

Über das Alter und die Herkunft läßt sich nur sagen, daß diese Konglomerate nach der Literatur sehr ähnlich dem sog. Keuper SCHONENS sein müssen, von dem man auch nur weiß, daß er postsilurisch und praerhätisch sein muß, aber weder das genauere Alter kennt, noch überhaupt genau weiß, ob die darin auftretenden Konglomerate mit wenig abgerollten Geröllen und braunrotem, eisenschüssigem Bindemittel eine marine oder eine Süßwasser- bez. Land-Bildung sind. Diese „Keuper“gesteine bestehen auch aus den wenig transportierten Produkten einer tiefgehenden säkularen Verwitterung und enthalten archaeische bis silurische Gesteine in buntem Wechsel mit Geröllen bis zu 15 cm Durchmesser. Einen etwas genaueren Anhalt für die Altersbestimmung gibt vielleicht die Erwägung, daß die große mitteldevonische Transgression in den russischen Ostseeprovinzen von Osten nach Westen vom tiefen Untersilur bis aufs mittlere Obersilur übergreift. Auch ihre Gesteine bestehen aus roten, eisenschüssigen Sandsteinen etc., wenn auch in den Ostseeprovinzen bisher in diesen Schichten keine Konglomerate beobachtet sind; es ist also immerhin die Möglichkeit gegeben, daß diese mitteldevonische Transgression weiter im Westen im Gebiet der heutigen Ostsee bis auf die höchsten Obersilurschichten übergegriffen hat und daß unsere Geschiebe die Reste dieser westlichsten Ausläufer der Mitteldevon-Transgression darstellen.

Im Anschluß daran legte Herr GAGEL noch ein Geschiebe eines sehr reinen, hellen, grün und violett gefleckten Dolomites vor, das petrographisch sehr ähnlich gewissen oberdevonischen Geschieben ist und zum größten Teil aus reinem Dolomit besteht, z. T. etwas Kalkspat und grünlichen Ton enthält, und das als Fossilien *Rhynchonella sp.* in zahlreichen, aber schlecht erhaltenen Exemplaren sowie die alte, vielrippige Form der *Platystrophia biforata* v. SCHLOTT. enthält, also jedenfalls Untersilur und wahrscheinlich älter als die Jevesche Schicht ist. Die Herkunft des Geschiebes ist ganz unbekannt.



Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

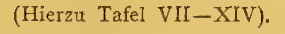


57. Band.

II. Heft.

April, Mai, Juni 1905.

(Hierzu Tafel VII—XIV).



Berlin 1905.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besserschen Buchhandlung (W. Hertz.)
SW. Kochstrasse 53.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1905.

Vorsitzender:	Herr Beyschlag	Schriftführer:	Herr J. Böhm
Stellvertretende Vorsitzende:	„ Wahnschaffe		„ Denckmann
	„ Schmeisser		„ Gagel
Schatzmeister:	„ Dathe		„ Philippi.
Archivar:	„ Jentzsch		

Beirat für das Jahr 1905

Herren: Tietze-Wien, Fraas-Stuttgart, Baltzer-Bern, Kayser-Marburg, Rothpletz-München, Steinmann-Freiburg i. Br.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der K. Preuß. geol. Landesanstalt u. Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Dr. C. Gagel tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens 8 Tage nach dem Vortrage einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 M. Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M.). Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden, solche von einzelnen Monatsberichten überhaupt nicht, da letztere insgesamt mit dem letzten Hefte jedes Jahrganges nochmals herausgegeben werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zu Gunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und soweit angängig besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Dr. Joh. Böhm,**
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte Herrn **Landesgeologen Prof. Dr. Jentzsch,**
3. sonstigen geschäftlichen Briefwechsel, insbesondere Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen Herrn **Landesgeologen Dr. C. Gagel,**

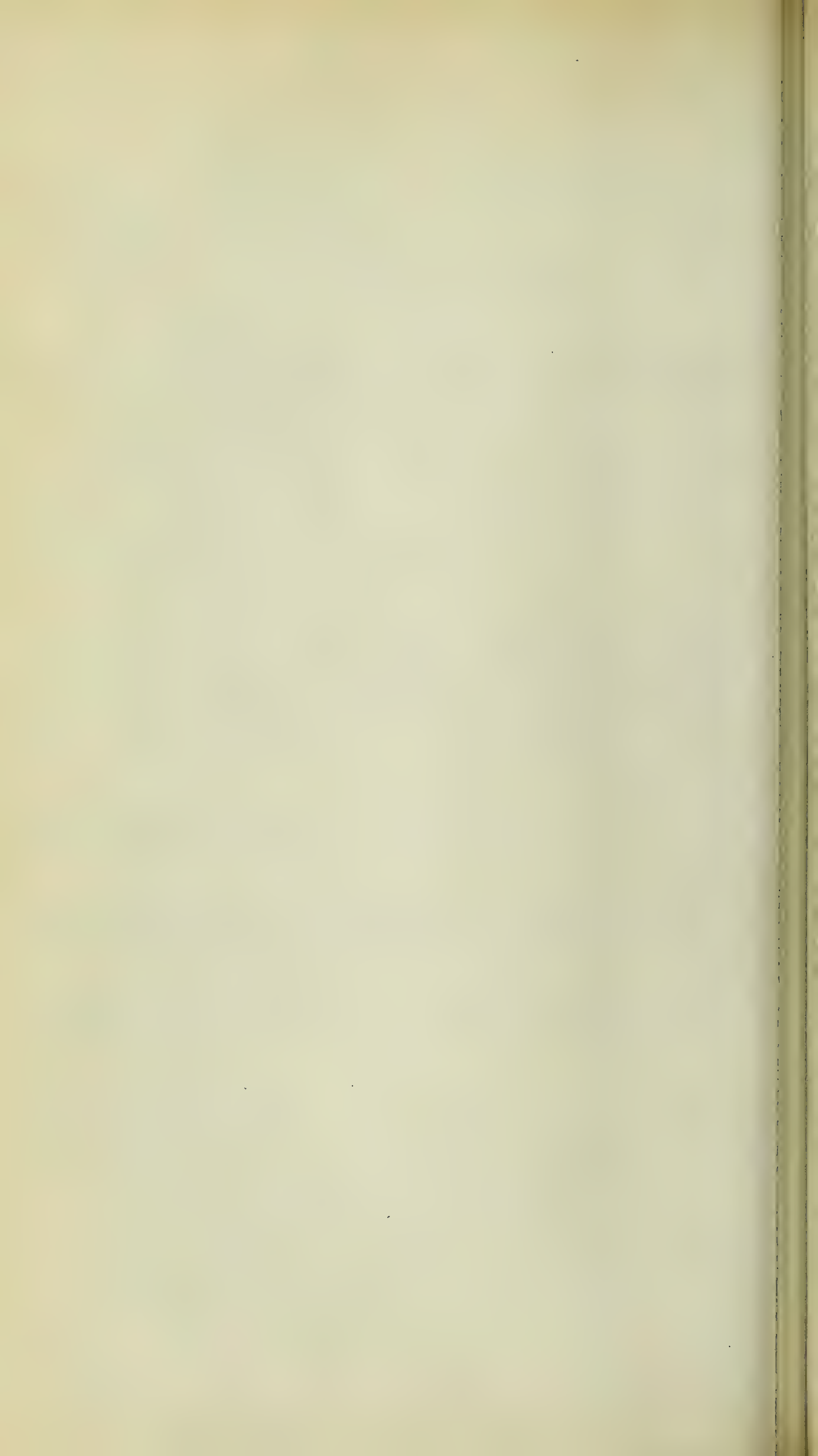
   sämtlich zu Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
4. Die Beiträge sind an die J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachf., Berlin SW., Kochstr. 53, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des II. Heftes.

Aufsätze.

Briefliche Mitteilungen.

Protokolle.



ist in Westfalen durch Schlüter aus den Knauern von Haltern bekannt geworden.

Das Vorkommen desselben und des *Inoc. lobatus* veranlaßt mich neben dem Fehlen des *Marsupites ornatus* zu der Annahme, daß in dem Quader des Heidelberges die Äquivalente der Zone des *Scaphites binodosus* und zwar in derselben küstennahen Litoralfazies vorliegen, wie bei Haltern in Westfalen. Da der Mergel von Kattenstedt dem Salzberghorizont angehört, mithin in ihm wahrscheinlich Schichten der unteren Granulatenkreide vorliegen, sind die Quader der Teufelsmauer der Zone des *Uintacrinus westfalicus* und der des *Marsupites ornatus* gleichzustellen.

In den vorliegenden Ausführungen konnte nur die Zone des *Marsupitus ornatus*, nicht aber die nächst ältere, die des *Uintacrinus westfalicus*, zum Vergleich herangezogen werden, wahrscheinlich deshalb, weil, wie das Bather in England konstatierte, die kleinen Plättchen leicht übersehen werden, zumal wenn sie, wie das wahrscheinlich der Fall sein würde, nur als Abdrücke erhalten sind.

Die Bedeutung des *Uintacrinus westfalicus* als Leitfossil für einen die Zone des *Marsupites ornatus* unterlagernden Schichtenkomplex wird dadurch offenbar, daß in Kent von Dr. Rowe dieselbe Aufeinanderfolge dieser beiden Crinoiden ebenfalls festgestellt worden ist. Dieser Fund wird mir leider erst bei Beendigung dieser Arbeit durch ein Referat desselben in Jukes Browne: The cretaceous Rocks of England. The upper Chalk S. 10 u. S. 148, bekannt, sodaß mir die Originalabhandlung nicht mehr zugänglich ist.

Die Kenntnis des dritten und tiefsten Horizontes der Granulatenkreide ist G. Müller zu verdanken, der denselben zunächst bei Ilsede (S. 44) feststellte und in seiner Gliederung des Senon des nordwestlichen Deutschlands auch Westfalen als Fundpunkt des *Inoc. cardissoides* angibt.

Westfalen.	Braunschweig.	Lüneburg.	Quedlinburger Mulde.		Aachen.	Gehrden b. Hannover	England Kent.
			Südflügel.	Nordflügel.			
Zone des *Scaphites binodosus.* *Amm. dülmenensis, bidorsatus, Pygorhynchus rostratus, Inoc. lobatus* u.s.w. Quarzige Gesteine von Haltern, z. T. Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen u. d. Ahler Esch.	Tone v. Broitzem mit *Scaphites binodosus, Amm. bidorsatus pseudogardeni, Inoc. lobatus* u.s.w.	Kalke mit *Act. granulatus, Inoc.* cf. *lobatus.*	Heidelberggestein mit *Inoc. lobatus* und *Pygorhynchus rostratus.* (Küstennahe Litoralfazies.)	Heimburggestein mit *Scaphites binodosus, Amm. bidorsatus, pseudogardeni, dülmenensis.* (Küstenfernere Litoralfazies.)	Aachener Sande mit *Pygorhynchus rostratus* und *Inoc. lobatus.*		
Zone des *Marsupites ornatus.* mit *Inoc. lobatus, P. muricatus, Act. granulatus* u.s.w. = Ob. Reckl. Mergel + ein Teil der quarzigen Gesteine v. Haltern. Recklinghausen, Dorsten, Klein-Reken, Heiden, Ahaus.	Tone v. Broitzem mit *Marsupites ornatus.*	Kalke mit *Marsupites ornatus.*	Quader der Teufelsmauer.	Plattenbergestein mit *Act. granulatus* (typ.), *Actinocamax verus, Marsupites ornatus, Inoc. lobatus.*		Graue sandige Kalkmergel mit *Marsupites ornatus.*	Bedwell line. *Marsupites-Band* mit *Act. granulatus* bei ROWE.
Zone des *Uintacrinus westfalicus.* *Inoc. Brancoi* u. *regularis.* Mergel b. Recklinghausen, Ochtrup u. Burgsteinfurt.		Kalke mit *Act. westfalicus-granulatus.*		Regensteinquader. Lose Quarzsande.		? Hellgraue, z. T. schiefrige Kalkmergel mit *Act. granulatus.*	*Barrois Sponge-bed. Uintacrinus-Band* mit *Act. verus* u. *Amm. leptophyllus.*
Zone des *Inoc. cardissoides.* Zeche Blumenthal V, Emscher, Lippe, Graf Waldersee und bei Henrichenburg (Hebewerk).			Mergel von Kattenstedt. (Salzberg)	Salzbergmergel von Langenstein und Börnecke.			

Beschreibung der Fauna.

Echinodermata.

Crinoidea.

Marsupites ornatus Sow.

1863. Strombeck: Zeltberg. S. 132.
1875. Quenstedt: Echinodermen. 2. S. 447, Taf. 106, Fig. 131—142.
1902. Wollemann: Lüneburg. S. 16.
1903. Zittel; Grundzüge. 2. S. 145 m. Abb.

Das Centrodorsale und die Infrabasalia sind ziemlich gleichmäßig gewölbt und mit Rippchen bedeckt, die stellenweise besonders auf der Mitte der Platten fein granuliert erscheinen. Der obere Teil der fünfeckigen Infrabasalplatten (ein einziges Infrabasale zeigt sechsseitigen Umriß) trägt an einzelnen Plättchen eine stärkere Berippung. Die Basalia bilden eine sehr stumpfe, sechsseitige Pyramide und sind durchweg ebenso wie die Radialia mit kräftigen Rippchen besetzt, die vereinzelt in starke Granulen zerlegt sind.

Die Berippung und Form des Kelches kann nicht zur Artumgrenzung herangezogen werden. Ich sammelte ein fast vollständiges Schalenexemplar, das unregelmäßig kugelige, und zwei weitere Stücke, die birnförmige Gestalt besitzen.

In der näheren Umgebung Recklinghausens ist *Marsupites* weder von Becks, Hosius, Bather noch von mir gefunden, und auch Schlüter scheint sie nicht von dort zu kennen. Die Art war bisher nur vom Levenkämpken bei Sinsen von verschiedenen Autoren und bei Dorsten von Hosius gesammelt worden. Außerdem sammelte ich sie auf Zeche Graf Waldersee, bei Bergbossendorf (Gemeinde-Mergelgrube), Herne (Steinberg), Flaesheim, und Ahaus. *M. ornatus* findet sich demnach nur in der oberen Abteilung der unteren Granulatenkreide.

Uintacrinus westfalicus Schlüter

1878. Schlüter: Astylide Crinoiden. S. 55, Taf. IV, Fig. 1—5.
1896. Bather: On *Uintacrinus.* S. 976.
1896. Bather: Search for *Uintacrinus.* S. 445.

Schlüter und Bather fanden je einen prächtig erhaltenen Kelch. Von den beiden, von mir auf Zeche Emscher-Lippe aus ca. 5 m unter Tage liegenden Schichten gesammelten, vollständigen Kelchen zerfiel der eine sofort in mehrere Bruchstücke, der andere ist leider stark verdrückt. Sonst fand ich nur einzelne Täfelchen, aber allenthalben in der Umgebung Recklinghausens und sodann auf dem Seller-Esch bei Burgsteinfurt.

Uintacrinus westfalicus charakterisiert nach den oben

gegebenen Ausführungen einen Schichtenkomplex, der von der Zone des *Marsupites ornatus* überlagert wird.

Bourgueticrinus ellipticus Miller

1826. *Apiocrinites ellipticus* bei Goldfuss: Petref. Germ. **1**. S. 186, Taf. 57, Fig. 3. A—S.
1841. „ „ bei Roemer: Nordd. Kreide. S. 26.
1902. *Bourgueticrinus ellipticus* bei Wollemann: Lüneburg. S. 17.
1903. „ „ „ Zittel: Grundzüge. S. 158.

Von dieser stark variierenden Art liegen mehrere gut erhaltene Kelche vor, von denen einige der Abbildung S, andere der Abbildung R bei Goldfuss entsprechen.

Die Stielglieder sind ziemlich häufig in der Granulatenkreide bei Recklinghausen; vereinzelte Stücke liegen von Kirchhellen, Herten, Waltrop, Suderwich, Sinsen, Lembeck, Seppenrade, Lüdinghausen und Ahaus vor.

Bourgueticrinus Fischeri Geinitz

1872. Geinitz: Elbtal. **2**. S. 18, Taf. 6, Fig. 9—12.
1874/76. Quenstedt: Echinodermen. **2**. S. 371.
1878. Schlüter: Astylide Crinoiden. S. 39.

Bourgueticrinus Fischeri, dessen Zugehörigkeit zu *Antedon* schon von Schlüter bezweifelt wurde, ist durch Geinitz aus dem Plänerkalke von Strehlen beschrieben. Im Museum zu Münster befindet sich ein mit der Beschreibung völlig übereinstimmender Kelch, der sich mit zahlreichen Stielgliedern von *Bourgueticrinus* in einem Präparatenglas aufbewahrt fand.

Herten.

Pentacrinites cf. *nodulosus* A. Roemer

1841. F. A. Roemer: Nordd. Kreide. S. 27, Taf. 4, Fig. 4.

Ein aus vierzehn Gliedern bestehendes Stielstück zeigt undeutlich fünfseitigen Querschnitt. Jedes dritte Glied ragt über die übrigen etwas vor und trägt fünf schwache Längsknoten, zwischen denen die Ansatzstellen der wirtelförmig abgehenden Cirrhen liegen.

Hervest-Dorsten.

Pentacrinus carinatus A. Roemer

1841. F. A. Roemer: Nordd. Kreide. S. 26, Taf. 6, Fig. 1.
1891. Stolley: Schleswig. S. 249.
1900. Wollemann: Lüneburg. S. 17.

Die niedrigen Stielglieder bilden ein Fünfeck mit eingebogenen Seiten und sind nicht wie die Exemplare von Rügen u. s. w. scharfkantig. Die Seitenmitte der Glieder, von denen einzelne kräftiger hervortreten, trägt einen gefältelten Kiel. Die Cirrhen

gehen wirtelförmig ab, wie bei *P. angulatus* MÜNSTER.[1]) Die Ähnlichkeit dieser jurassischen Form mit der vorliegenden ist groß, doch unterscheidet sich jene durch den einfachen Seitenkiel und durch einen runden Buckel zwischen den Cirrhenabgängen, während die vorliegenden Exemplare eine Längsrippe mit schwachen Furchen zu beiden Seiten derselben aufweisen.

Häufig bei Kirchhellen, selten bei Herten.

Asterozoa.

Stellaster Coombii FORBES

1872. GEINITZ: Elbtal. S. 17, Taf. 6, Fig. 4—6.

Die Randplatten obiger Art unterscheiden sich von der gewöhnlich aus dem Senon zitierten *Asterias quinqueloba* GOLDFUSS[2]) dadurch, daß ihre ganze Oberfläche bis an den Rand gleichmäßig punktiert ist. Außer derartigen Platten liegen mir eine Anzahl abgeriebener von Herten und Recklinghausen vor.

Selten bei Waltrop.

Echinozoa.

Zeuglopleurus pusillus A. ROEMER

1841. *Echinopsis pusilla* ROEMER: Nordd. Kreide. S. 30, Taf. 6, Fig. 10.
1883. *Echinocyphus pisum* SCHLÜTER: Regul. Ech. 1. S. 49.
1891. *Zeuglopleurus pusillus* A. ROEM. bei SCHLÜTER: Verbreitung d. regul. Ech. S. 239.
1892. *Zeuglopleurus pusillus* A. ROEM. b. SCHLÜTER: Reg. Ech. 2. S. 205.

Als Fundort dieser Art erwähnt SCHLÜTER Recklinghausen. Im Museum zu Münster werden zwei Exemplare aus den äquivalenten Schichten von Kirchhellen aufbewahrt.

Cassidulus lapis cancri LAM.

1855 D'ORB.: Pal. franç. Terr. crét. 6. Taf. 925, S. 327.
1858. Desor: Synopsis. S. 289, Taf. 34, Fig. 5—8.

Vier Steinkerne, davon einer mit Schalenresten, lassen sich ziemlich sicher als obige Art feststellen.

Annaberg bei Haltern.

Pygurus rostratus A. ROEMER

1841. *Pygorhynchus rostratus* ROEMER: Nordd. Kreide. S. 31, Taf. 6, Fig. 13.
1858. *Faujasia Roemeri* Desor: Synopsis. S. 317.
1873. *Pygurus rostratus* ROEM. b. SCHLÜTER: Verhandl. Naturhist. Verein. S. 53.

Von dieser seltenen Art ist nur ein Exemplar vom Annaberge bei Haltern bekannt geworden. Dasselbe wird im Museum

---

[1]) GOLDFUSS, Petr. Germ. 1. t. 53, f. 1, S. 179.

[2]) Ebenda S. 209, t. 63, f. 5.

der Bonner Universität aufbewahrt. *P. rostratus* ist im Harz und bei Aachen ebenfalls vorhanden und auf die obere Granulatenkreide beschränkt.

Cardiaster jugatus Schlüter

1869. Schlüter: Foss. Echinodermen. S. 247, Taf. 3, Fig. 3a, d.
1900. Sturm: Kieslingswalde. S. 97.

Schlüter beschrieb diese Art aus der Umgebung von Haltern. Da ihm ein bis auf das Scheitelschild und die Unterseite vollständiges Exemplar vorlag, habe ich nur weniges hinzuzufügen. Vom Peristom zieht sich zum Periprokt ein zickzackförmiger Kiel, an dessen Ecken kräftige Knoten liegen, die auch auf den Steinkernen häufig zum Ausdruck kommen. Ich fand die Art vielfach in Steinkernerhaltung bei Klein-Reken. Weitere einzelne Exemplare liegen vom Annaberg, von Flaesheim, Schermbeck und Grütlohn bei Borken vor. Die Art findet sich demnach in der ganzen Granulatenkreide.

Micraster recklinghausenensis Schlüter
Taf. VII, Fig. 4a, b.

1900. Schlüter: Diese Zeitschr. **52**. S. 368, Taf. VII, Fig. 4 a u. b.

In der Gattung *Diplodetus* vereinigte Schlüter die *Micraster*-Formen, welche „außer einer deutlichen Subanal- auch eine deutliche Peripetal-Fasciole besitzen". Zu derselben stellte er als fraglich ein Exemplar aus dem Recklinghäuser Mergel, das durch tiefliegende, große Petalodien ausgezeichnet ist. Wie ein von mir im Eisenbahneinschnitt Recklinghausen gesammeltes, ziemlich gut erhaltenes Exemplar zeigt, fehlt eine Peripetal-Fasciole vollständig. Die Subanal-Fasciole ist unregelmäßig begrenzt.

Die Schale ist gerundet dreieckig. Die größte Höhe liegt kurz vor der Mitte zwischen Scheitel und Hinterrand. Dieser letztere fällt senkrecht ab. Die Petalodien sind stark vertieft, die beiden hinteren, etwa halb so lang als die beiden vorderen. Von dem Scheitel zieht sich ein ziemlich scharfer Kiel nach dem Hinterrande, sodaß über dem wenig längsovalen After eine kleine Hervorstülpung entsteht. Der zweilappige Mund ist dem Vorderrande stark genähert; die Unterseite ist flach.

Das abgebildete Exemplar fand ich im Eisenbahneinschnitt Recklinghausen. Bruchstücke liegen von Dorsten, Graf Waldersee und Dillenburg bei Steinrapen vor.

Vermes.

Serpula gordialis Schlotheim

1836. *Serpula gordialis* Schloth. bei Goldfuss: Petref. Germ. **1**. S. 234, Taf. 69, Fig. 8.

1862·76. *Serpula gordialis* SCHLOTH. bei GEINITZ: Elbtal. 1. S. 282, Taf. 63, Fig. 2—3 u. 2. Taf. 37, Fig. 3 u. 4.
1875. „ *lombricus* DEFRANCE bei BRAUNS: Salzberg. S. 337.
1899. „ *gordialis* SCHLOTH. bei GRIEPENKERL: Königslutter. S. 29.

Diese Art ist nicht häufig, aber überall in der Granulatenkreide zu finden. Sie liegt vor von Recklinghausen, Sinsen, Bergbossendorf, Bossendorf, Dorsten, Kirchhellen, Lembeck, Klein Reken, Grütlohn, Gemen, Südlohn, Haltern (Annaberg), Capelle, Ahaus und Dülmen.

Serpula arcuata MÜNSTER

1836. *Serpula arcuata* MÜNSTER b. GOLDFUSS: Petref. Germ. 1. S. 237, Taf. 70, Fig. 10.
1841. „ *trilineata* b. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 102.
1889. „ „ b. GRIEPENKERL: Königslutter. S. 29.

Die angewachsenen, wenig gekrümmten Röhren zeigen einen fünfeckigen Querschnitt, der durch einen kräftigen Rückenkiel, zwei wenig vorragende Seitenkiele und zwei untere Flügel, die sich zu beiden Seiten der Anwachsstelle auflegen, hervorgerufen wird. Schwache Anwachsstreifen sind vereinzelt zu bemerken.

In Grütlohn bei Borken wurde ein Inoceramenbruchstück mit mehreren Exemplaren der Art von HOSIUS gesammelt.

Serpula ampullacea SOW.

1841. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 103.
1845. REUSS: Böhm. Kreide 1. S. 20. 2. S. 106.

Unter diesem Namen sind die großen, mit feinen konzentrischen Anwachsstreifen versehenen Röhren von rundlichem Querschnitt zusammengefaßt, die ihrer ganzen Länge nach festgewachsen sind.

Die Art liegt von Gemen und Grütlohn bei Borken, von Klein-Reken, Herne und Dorsten vor.

Serpula filiformis SOW.

1836. *Serpula socialis* GOLDFUSS: Petref. Germ. 1. S. 233, Taf. 69, Fig. 12.
1845. „ *socialis* GOLDFUSS bei REUSS: Böhm. Kreide. 1. S. 20.
1887. „ *filiformis* SOW. b. FRECH: Suderode. S. 151.

Ich fand diese leicht kenntliche Art bei Suderwich, auf Zeche Emscher-Lippe bei Datteln und bei Bergbossendorf.

Serpula cf. *tortrix* GOLDFUSS

1836. GOLDFUSS: Petref. Germ. 1. S. 242, Taf. 71, Fig. 15.

In die Nähe dieser Art gehören eine Anzahl Serpeln aus den Sanden von Haltern. Die kräftigen, glatten Röhren sind

entweder unregelmäßig spiral oder, was das gewöhnlichste ist, walzenförmig eingewunden.

Ich fand derartige Exemplare häufiger bei Bossendorf, in der Haard und im Sandstein bei Klein-Reken. Außerdem liegt die Art vom Annaberg bei Haltern vor.

Serpula cincta Goldfuss

1836. Goldfuss: Petref. Germ. 1. S. 237, Taf. 70, Fig. 2.
1841. Roemer: Nordd. Kreide. S. 102.

Die schlangenförmig gewundenen Röhren tragen auf dem Rücken drei gefaltete Längsrippen und sind häufig mit ringförmigen, kräftigen Verdickungen verziert. Das Stück, das Geinitz[1]) abbildet, gehört gewiß nicht hierher, da demselben sowohl die ringförmigen Verdickungen, als auch die Rückenkanten mit der typischen Fältelung fehlen.

Hervest-Dorsten.

Serpula planorbis Geinitz

1845. *Serpula planorbis* Geinitz bei Reuss: Böhm. Kreide 2. S. 106.

Die Windungen der Röhren liegen, wie der Name schon sagt, in einer Ebene und berühren sich gegenseitig. Sie sind von rundem Querschnitt und ohne jegliche Skulptur. Die Schale ist kurz vor der Mündung eingeschnürt und eine Ansatzstelle an ihr nicht wahrzunehmen.

Je ein Exemplar von Bergbossendorf und Hervest-Dorsten.

Serpula carinata nov. sp.

Taf. VIII, Fig. 3 a—c.

Die an Dicke wenig zunehmende Röhre bildet ein niedriges, schneckenförmiges Gewinde, dessen untere Seite anderen Körpern aufsitzt. Bei 3/4 cm Durchmesser wird die Röhre frei und ragt bald hornartig, bald spiral gebogen, und stärker als vorher an Dicke zunehmend, noch etwa 2 bis 3 cm weit vor. Die Röhre besitzt einen abgerundet-quadratischen Querschnitt und an der unteren Seite einen kräftigen, fast zylindrischen, hohlen Kiel, der sich bis zur Mündung hinzieht. Wulstige Ringbildungen sind selten zu beobachten und verlaufen unregelmäßig bogenförmig auf der glatten Schale. Der losgelöste Teil zeigt auf der äußeren Schale insbesondere in der Nähe des Kieles peripherische Einschnürungen in Abständen von etwa 2 mm, von denen nur die stärkeren über den Kiel hinwegsetzen.

Lembeck, Klein-Reken, Grütlohn.

---

[1]) Elbtal. 1. Taf. 63, Fig. 18.

Brachiopoda.

Rhynchonella plicatilis Sow.

1847. *Rhynchonella octoplicata* D'ORB: Pal. franç. Terr. crét. 4. S. 46, Taf. 7, Fig. 8—10.
1868. *Rhynchonella plicatilis* Sow. bei SCHLÖNBACH: Norddeutsche Galeriten. S. 218, Taf. 3, Fig. 5—7. c. syn.
1871. *Terebratula octoplicata* bei QUENSTEDT: Brachiopoden. S. 168, Taf. 41, Fig. 58—75.
1875. *Rhynchonella* „ bei BRAUNS: Salzberg. S. 397.

Die rundlich dreiseitige Schale ist mit regelmäßigen, in der Zahl wechselnden Falten bedeckt. Die Oberschale ist kräftig, die Unterschale weniger gewölbt.

Häufig bei Haltern.

Sehr deutlich ist dort eine Zunahme der Individuenzahl mit der Zunahme des Mergelgehaltes zu beobachten. Während ich die Art in der sandigen Fazies bei Flaesheim und Haltern nie beobachtete, fand ich sie nicht selten im Formsande am Fuße des Annaberges und im Hundegraben. Sehr häufig ist sie alsdann in dem dann folgenden Mergel bei Bergbossendorf. Dieselbe Erscheinung zeigt sich bei Klein-Reken. Auch aus der früher prächtig aufgeschlossenen Sandfazies der oberen Granulatenkreide ist sie mir in wenigen Exemplaren bekannt, während sie in der kalkigen Fazies von Dülmen sich wieder häufig findet. Außerdem ist die Art von Grütlohn bekannt.

Rhynchonella vespertilio BROCCHI sp.

1847. D'ORBIGNY: Paléont. franç. Terr. crét. 4. S. 44, T. 499, Fig. 1—7.
1875. BRAUNS: Salzberg. S. 397. cum syn.
1888. G. MÜLLER: Harzrand. S. 398.
1903. ZITTEL: Grundzüge. S. 267.

Diese am Harzrande häufige Form liegt mir nur in wenigen, nicht sehr typischen Stücken vor.

Dorsten.

Terebratulina chrysalis SCHLOTHEIM

1860. *Terebratulina Defrancei* bei HOSIUS: Beiträge S. 77, 81.
1867. „ *chrysalis* bei SCHÖNBACH: Brachiopoden. S. 277, Taf. 38, Fig. 3—4.
1888. „ „ bei G. MÜLLER: Harzrand. S. 399.

Von dieser prächtigen Art liegen eine Anzahl Exemplare vor, die schon von SCHLÖNBACH der obigen Art zuerkannt wurden.

Häufiger bei Borken (Grütlohn), selten Ahler Esch und Sinsen.

Kingena lima DEFR.

1867. *Megerleia lima* bei SCHLÖNBACH: Cenom. Brach. S. 469, Taf. 22, Fig. 8.
1903. „ „ bei ZITTEL: Grundzüge. S. 272.

Die fast kreisrunde Schale zeigt einen spitzen, vorragenden Wirbel. Die Ventralklappe ist fast flach, die Dorsalklappe wenig gewölbt und mit einzelnen feinen, in regelmäßigen Zwischenräumen auftretenden konzentrischen Anwachsstreifen verziert. Das einzige Exemplar von Kirchhellen wurde schon von Schlönbach als obige Art bestimmt.

Magas Davidsoni Bosquet

1854. Bosquet: Nouv. Brachiop. S. 6.
1856. Suess: Class. Brachiop. Dav. S. 53.
1864. Schönbach: Cenom. Brachiop. S. 36, 37.

Länge 7, Breite 8, Höhe 9 mm.

Die gewölbte Ventralklappe ist mit einem Längseindruck, der nach dem Stirnrande zu an Breite gewinnt, ausgestattet, neben welchem die gewölbte Schale mit geringer Rundung nach den Seitenrändern zu abfällt. In der Mitte der großen Area liegt zwischen den getrennten Deltidialplatten das große Schnabelloch. Die Oberschale hat einen geraden Schloßrand und einen der Längsdepression der Unterschale entsprechenden Wulst. Die Oberfläche beider Schalen trägt wenige konzentrische Anwachsstreifen und zudem in Reihen angeordnete, kleine Warzen. Von der sehr ähnlichen *M. spatulatus* wird *M. Davidsoni* leicht durch die Skulptur unterschieden.

Borken.

Lamellibranchiata.

Pinna L.

Die Synonymik der radial gerippten Formen aus der oberen Kreide ist eine sehr verwickelte. Es werden augenblicklich drei Arten aufgeführt: *Pinna cretacea* Schloth., *P. quadrangularis* Goldf., und *P. decussata* Goldf. Geinitz und mit ihm verschiedene andere Autoren haben versucht, die beiden ersteren zusammen zu ziehen. Nach Untersuchung eines reichhaltigen in den Sammlungen zu Berlin und Münster aufbewahrten, zum größten Teile von mir selbst gesammelten Materiales halte ich eine derartige Vereinigung für nicht zutreffend, während mir anderseits eine solche von *Pinna decussata* Goldf. mit *cretacea* Schlot. nötig erscheint.

Pinna quadrangularis Goldfuss

Textfig. 3.

1840. *Pinna quadrangularis* Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 166, Taf. 127, Fig. 8.
1840. „ *compressa* Goldfuss: Ebenda. S. 167, Taf. 128, Fig. 4.
1841. „ *quadrangularis* bei Roemer: Nordd. Kreide. S. 65.
1843. „ „ „ d'Orbigny: Paléont franç. Terr. crét. 3. S. 256, Taf. 333, Fig. 4 u. 5.

1845/46. *P. quadrangularis* bei Reuss: Böhm. Kreide. 2. S. 14.
1873. *P. cretacea* Schloth. bei Geinitz: Elbtal 2. S. 54, Taf. 14, Fig. 2—3.
1887. „ *quadrangularis* bei Frech: Suderode. S. 158.
1888. „ „ „ G. Müller: Harzrand. S. 420.
1900. „ *cretacea* Goldf. bei Sturm: Kieslingswalde. S. 932.
1900. „ *compressa* „ „ „ „ S. 94.

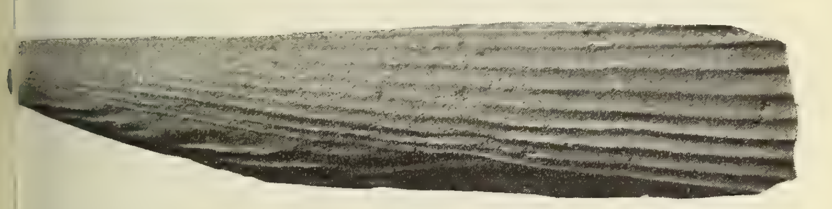


Fig. 3. *Pinna quadrangularis* Goldf. Haltern. ½ Slg. Münster.

Der Umriß der Schale ist, von oben betrachtet, schmal lanzettlich und bildet, von den Seiten gesehen, ein Rechteck, dessen eine untere Ecke abgestutzt ist. Die Schalen sind an der Spitze gewöhnlich von rhombischem Querschnitt; indem hier ein Längskiel sich über die Mitte der Schale hinzieht, flachen sich dagegen nach dem hinteren Ende zu mehr und mehr ab, so daß die Schalen blattartig aufeinander liegen. Zieht man vom Wirbel zum unteren Ende der Hinterseite die Diagonale, so zeigt sich die radiale, vom Wirbel ausgehende Berippung nur oberhalb dieser Linie, während die Unterseite mit unregelmäßigen Anwachswülsten und Streifen verziert ist. Die Zahl der Rippen schwankt zwischen acht und neun; gewöhnlich sind deren neun vorhanden und in der Weise auf der Schale verteilt, daß unter der Schalenspalte zwei, über dieser gewöhnlich sieben, seltener sechs verlaufen. Goldfuss und Roemer geben für die letztere Zahl sechs an, was darin seinen Grund haben mag, daß die letzte, kurz vor dem Schloßrande liegende Rippe häufig defekt ist oder mit dem Schloßrande verwechselt wurde. Nach Verschwinden des Mediankieles überschreitet die Spalte die dritte und häufig noch die vierte der sich nach unten ziehenden Rippen und verschwindet dann ganz. Die Lage der Rippen zum Kiel in der ersten Hälfte der Schale ist derart, daß im Anfange die erste Rippe auf dem Kiel liegt oder eine oder höchstens zwei nahe bei einander liegende sofort unter demselben sich vorfinden, während bei *P. cretacea* Schloth. sich deutlich vier bis sieben weit auseinanderstehende Rippen unter dem Kiel hinziehen und die unter demselben liegende, gerunzelte Fläche stark einschränken. Über diese untere Fläche laufen kräftige, unregelmäßige Runzeln, die zum unteren Rande fast parallel liegen und dort, wo sie auf

die diagonal verlaufende, erste Rippe stoßen, sich verflachen und sich dieser zuwenden. Auf dem letzten Drittel der Schale biegen diese Falten unter einem Bogen fast rechtwinklig um und erzeugen eine konzentrische Runzelung, die bei *P. cretacea* Veranlassung zur Aufstellung besonderer Arten, der *P. decussata* und *fenestrata,* gegeben hat. Die Schale ist mit zahlreichen, enger oder entfernter von einander abstehenden, wie die Falten verlaufenden Anwachsstreifen oder Rippchen bedeckt, kann aber auch völlig glatt sein.

Während früher von GOLDFUSS, ROEMER, D'ORBIGNY, REUSS u. A. die Art stets als selbständig aufgeführt wurde, stellte sich in den letzten Jahrzehnten nach dem Vorgange von GEINITZ das Bestreben ein, sie mit *P. cretacea* zu vereinigen, wie das bei STURM und neuerdings bei VOGEL[1]) zum Ausdruck kommt.

Nach FRECH und G. MÜLLER soll sich unter dem Kiel keine Rippe mehr vorfinden. Diese Bemerkung läßt, obwohl FRECH sich hierbei ausdrücklich auf die Abbildung bei GOLDFUSS beruft, bei der die oben angeführte Ausbildung deutlich zu erkennen ist, eine Identität der im Untersenon des Harzrandes vorkommenden Formen mit denen von Haltern nicht ganz unzweifelhaft erscheinen.

P. compressa GOLDFUSS, die ROEMER der *P. decussata* oder *depressa* zuteilte, ist, wie schon D'ORBIGNY erkannte, ein am Schloßrand defektes Stück der obigen Art. Ebenso gehört das, was STURM[2]) unter *P. compressa* beschreibt und Taf. 11, Fig. 1 abbildet, wohl sicher zu *P. quadrangularis.*

Obige Art fand sich massenhaft im Sande von Haltern und zwar sowohl in den sandigen Äquivalenten der unteren als auch der oberen Granulatenkreide. In der Hohen Mark ist sie schon selten. Völlig zu fehlen scheint sie dann in den Sandmergeln bei Bergbossendorf und Klein-Reken, während sie im Formsand noch ziemlich häufig ist. Sie hat also auf rein sandigem Boden am besten ihr Fortkommen gefunden.[3])

---

[1]) VOGEL vereinigte *P. cretacea* und *quadrangularis,* weil die Zahl der Rippen an demselben Fundpunkte (Haltern) schwankte. Mir ist jedoch unter einem reichen und überaus gut erhaltenen Material nur ein Stück von *P. quadrangularis* bekannt geworden, das sich *P. cretacea* nähert. Eine Einschiebung einer einzigen, aber weit schwächer als die übrigen entwickelten Rippen bemerkte ich bei zwei Exemplaren.

[2]) Kieslingswalde S. 94.

[3]) Abweichend sind nur die Vorkommen von Suderode und der Schanzenburg bei Heudeber, wo sie sich in Tonen resp. Mergeln vorfanden. Doch bedarf die Bestimmung der Stücke nach dem oben Gesagten einer Revision.

Pinna cretacea Schlotheim

1840. *Pinna depressa* Münst. bei Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 167, Taf. 128, Fig. 3.
1840. „ *restituta* Hoeningh. bei Goldfuss: Ebenda. S. 166, Taf. 127, Fig. 3.
1840. „ *decussata* Goldfuss: Ebenda. S. 166, Taf. 127, Fig. 1—2.
1841. „ *fenestrata* Roemer: Nordd. Kreide. S. 65, Taf. 8, Fig. 22.
1845. „ *restituta* Goldf. bei Reuss: Böhm. Kreide. 2. S. 14, Taf. 37, Fig. 1—2.
1866. „ *cretacea* Schloth. bei Zittel: Gosaubiv. 2. S. 87, Taf. 13, Fig. 1.
1871. „ „ Schloth. bei Geinitz: Elbtal. S. 54, z. T. Taf. 14, Fig. 2—3, Taf. 16. Fig. 1.
1875. „ *diluviana* Schloth. bei Brauns: Salzberg. S. 376.
1888. „ *cretacea* bei Müller: Harzrand. S. 420.
„ „ „ Holzapfel: Aachen. S. 214.
1895. „ *decussata* „ G. Müller: Ilsede. S. 49, Taf. 7, Fig. 9.
1900. „ *cretacea* „ Vogel: Holländ. Kreide. S. 32.

Der vorigen im Querschnitt im allgemeinen ähnlich, im Umriß dagegen abweichend, trägt diese Art auf der Oberseite 6—8 Rippen, auf der Unterseite deren 4—7, mindestens insgesamt aber 10 Rippen, von denen wenigstens 4 sich unter der Spalte hinziehen. während bei *P. quadrangularis* höchstens 9 Rippen vorhanden sind, von denen 2 unter der Spalte liegen. Der bei der vorigen Art rechteckige Umriß ist hier, wie die Abbildungen deutlich zeigen, gerundet dreieckig oder zungenförmig. Ein rechteckiger Umriß ist bei keinem der vorliegenden und früher abgebildeten Exemplare zu beobachten; der Unterrand bildet vielmehr stets einen deutlichen Bogen.

Die Zugehörigkeit der *P. decussata* zu dieser Art scheint mir sicher zu sein. „Von der verwandten *P. cretacea* unterscheidet sich diese Art durch die geringe Länge, durch die stärkere Krümmung der Falten am Unterrande der Schalen und die stark entwickelten konzentrischen Rippen und Runzeln."[1])[2])

Das entscheidende, was dieser Art den Namen gegeben hat, ist offenbar die letztere Eigenschaft, die Kreuzung der radialen Rippen durch konzentrische Runzeln und Rippen. Es sind das zwei von einander abweichende Erscheinungen. Die Runzeln sind die Fortsetzung der Falten der Unterseite, die Rippen sind Verdickungen der Anwachsstreifen. Diese letzteren treten nicht an allen Exemplaren, stets aber nur am hinteren Ende der Schale auf, die Rippen finden sich überall, manchmal auch

[1]) G. Müller: Ilsede. S. 49.

[2]) Es werden Schalenexemplare von *P. cretacea* mit glatter Schale, so von Griepenkerl (Königslutter S. 54) angegeben, aber es ist, wie ein Exemplar von Dülmen uud Rügen zeigt, wahrscheinlich, daß diese Glätte durch Abreibung entstanden ist.

auf dem Steinkern. Auch der zweite Grund, die stärkere Krümmung der unteren Falten, scheint, nach den bisher gegebenen Abbildungen und der Unregelmäßigkeit derselben bei den Pinniden überhaupt zu urteilen, nicht maßgebend. Was sodann die Größenverhältnisse anlangt, so ist hierauf eine Trennung nicht gerechtfertigt, da derartige Messungen nur dann von Belang sind, wenn ganze Schalen vorliegen, was nach keiner Abbildung der Fall gewesen zu sein scheint. Da dieselbe Erscheinung, d. h. glatte und in ausgeführter Weise verzierte Exemplare sich bei *P. quadrangularis* vorfindet, die obigen Rippen sodann an allen von mir beobachteten Stücken bald mehr bald weniger zahlreich, bald schwächer bald kräftiger ausgebildet sind, scheint es mir, daß diese Formen mit *P. cretacea* identisch sind. Diese Zusammengehörigkeit war schon vor 60 Jahren von Reuss ausgesprochen, dem typische Exemplare der *P. decussata* vorlagen, die er mit *P. restituta* Höningh. (= *cretacea* Schloth.) vereinigte.

Die Art findet sich häufiger bei Dülmen und Seppenrade, außerdem liegt von Recklinghausen und Legden je ein Exemplar vor.

Inoceramus Haenleini G. Müller

1895. G. Müller: Ilsede. S. 41, Taf. 6, Fig. 1 u. 2.
1900. „ „ Diese Zeitschr. Verhandl. S. 39.

Auf der hochgewölbten, mit unregelmäßigen, konzentrischen Rippen bedeckten Schale läuft von dem endständigen Wirbel in der Kreszenzachse ein radialer, mehr oder weniger tiefer Eindruck, jenseits welchem die Schale einen radialen Wulst bildet, um sich dann allmälich zu einem hinterem Flügel abzuflachen. Die Vorderseite fällt steil ab. Auf dem Steinkerne sind manchmal radiale Rillen wahrzunehmen.

Nach G. Müller findet sich diese Art im obersten Emscher häufig. Sie gab ihm Veranlassung zur Aufstellung einer Zone des *In. Haenleini.* Auch in Westfalen charakterisiert diese Art durch häufigeres Auftreten denselben Horizont, findet sich jedoch auch selten noch in der unteren Granulatenkreide. Zwei typische Exemplare fand ich am Paschenberg bei Recklinghausen, und bei Haltern sammelte Hosius ein Stück, das nach dem Gestein aus der Sandfazies der unteren Granulatenkreide stammt An der Identität dieser Formen mit der aus dem Emscher ist nicht zu zweifeln. Das Exemplar aus der Haard zeigt so geringe Abweichungen, daß es als Original zu der Abbildung Müllers (Taf. 6, Fig. 1) gedient haben könnte.

Inoceramus Brancoi nov. sp.
Textfig. 4.



¹/₃

Fig. 4. *Inoceramus Brancoi* n. sp. Eisenbahneinschnitt Recklinghausen. Kgl. Mus. f. Naturkunde Berlin.

Der Schloßrand ist gerade und lang und bildet mit der 'orderseite einen Winkel von 100—110°. Die Schale zerfällt ı zwei verschiedenartig gerippte Teile, von denen der erste, ben mehr oder weniger gewölbte Teil horizontal verläuft und egelmäßige, kräftige und scharfe konzentrische Rippen zeigt, der weite in einem Bogen umgeschlagen und mit unregelmäßigen Vülsten bedeckt ist. Der spitze, wenig vorragende und einekrümmte, aber nie nach vorn geneigte Wirbel liegt im vorderen 'iertel der Schale, das auch am stärksten gewölbt ist. Je nach er Größe der Wölbung fällt die Vorderseite mehr oder weniger chwach ab, während sich die Schale nach hinten allmählich abacht. Der normal berippte, obere Teil zeigt in der Kreszens-.chse eine verschieden stark und tief ausgebildete Furche, über velche die Rippen entweder gleichmäßig oder etwas abgebrochen inwegsetzen, oder selten nnd dann stets nur einzeln völlig unterrochen sind. Zwischen der Furche und dem Schloßrand bildet ich ein anfangs schwach ausgedehnter und erst im Anfange des weiten, umgeschlagenen Teiles deutlich hervortretender Wulst ıit schwacher Furchenbildung vor nnd hinter demselben aus, der ach dem unteren Rande zu sich wieder abflacht. Der untere, tark umgeschlagene Teil zeigt anfangs kräftige Wülste mit tiefen, azwischenliegenden Furchen. die ebenfalls nach dem unteren

Rande zu in sanfte Wellen übergehen und auf dem Radialwulst eine schwache Umbiegung nach unten zeigen. Die etwa 3 mm Dicke erreichende Schale ist mit unregelmäßigen, konzentrischen Rippen besetzt. Der Umschlag des unteren Schalenteiles ist nicht an eine bestimmte Größe der Stücke gebunden. So liegt ein Exemplar vor, bei dem die Höhe des oberen Schalenteiles $2\frac{1}{2}$, die des übrigen 4 cm beträgt, während an dem abgebildeten erstere 7, letztere 14 cm mißt und bei anderen die Zahlen noch stärker wechseln.

Derartige Formen sind ohne Zweifel vielfach als *Inoceramus impressus* d'Orbigny[1]) bestimmt und beschrieben worden. d'Orbigny gründete seine Art auf *Cripsi*-artige Formen mit unregelmäßig gerundeten Rippen und einer tiefen, von dem Wirbel nach dem Hinterrande verlaufenden Hohlkehle. F. Roemer[2]) stellte dann fest, daß weder die konzentrischen, wellenförmigen Falten noch die konzentrischen Linien die Furche kreuzen, sondern an ihren Rändern unterbrochen sind. „Die Furche wird nicht sowohl, wie man nach Ansicht der Steinkerne vermuten könnte, durch eine entsprechende Depression der äußeren Schale, sondern durch eine schwielige Verdickung auf der inneren Fläche der Schale hervorgebracht." Die Beobachtung Roemers kann ich an einem Exemplare aus der Westfalicus-Kreide bestätigen. Allerdings scheint nach den Abbildungen bei d'Orbigny ein Übertreten der Furchen und Rippen, wenn auch in schwachem Maße stattzufinden, und es wäre demnach die Identität der Art d'Orbignys und Roemers zuerst an dem Original festzustellen.

Doch ist die Berippung eine andere und zudem der Wirbel der d'Orbignyschen Art gebläht, sodaß an eine Vereinigung obiger Form mit dieser gewiß nicht gedacht werden kann. Die Furche ist sodann bei der vorliegenden Art bestimmt auch auf der äußeren Schale vorhanden, und die Rippen sind am Steinkerne stets sehr deutlich in der Furche zu erkennen. Die Furche ist endlich selten in der Regelmäßigkeit vorhanden, wie sie die Abbildungen d'Orbignys und Roemers zeigen, sondern sie tritt gewöhnlich weiter nach unten auf und ist häufig nur auf einige wenige Interkostien, manchmal auch nur als breite Einsenkung bemerkbar.

Die Art ist auf den unteren Recklinghäuser Mergel, d. h. die Zone des *Uintacrinus westfalicus* beschränkt. Ich fand sie dort häufig im Eisenbahneinschnitt Recklinghausen, auf Zeche Blumenthal, Emscher-Lippe und Waldersee[3]). Aus dem Obersenon sind

[1]) Paléont. franç. Terr. crét. 3. S. 515, t. 409.
[2]) Kreide von Texas S. 57, t. 7, f. 2.
[3]) Ein weiteres Exemplar erhielt ich während der Drucklegung von Zeche Dahlbusch.

mir nur zwei Stücke mit einem radialen Eindruck bekannt geworden. Das eine stammt von den Baumbergen, das andere von Haldem. Ersteres unterscheidet sich durch den vorgezogenen Wirbel, der über dem Vorderrande liegt, und die infolgedessen veränderte Biegung der Rippen. Das Haldemer Exemplar unterscheidet sich nur durch die Abstutzung der vorderen Unterseite, die auch an dem Baumberger Exemplare zu beobachten ist, und ist vielleicht das Exemplar, welches ROEMER[1]) in seiner Fossilliste von Haldem und Lemförde anführt.

Verwandschaftliche Beziehungen. Der Habitus dieser Form, die grobe Berippung des unteren Teiles und der radiale Eindruck in der Kreszenzachse ebendort stellt diese Art in die Nähe des Inoc. Haenleini. Das Vorkommen in etwas jüngeren Schichten bestätigt die Vermutung, daß hier ein Nachkomme jener Art vorliegt, von der seinerseits wieder ein Teil der als *Inoc. Cripsi* beschriebenen Formen abstammt. Eigentümlich ist jene Erscheinung, daß die spitzwinkligen, zunächst vielleicht auf *In. labiatus* zurückzuführenden Formen der Gattung *Inoceramus* eine Radialfurche und radiale Rippen erhalten, daß dann zunächst diese letzteren (*In. lobatus*) verschwinden und schließlich auch die Radialdepression wieder sehr undeutlich wird (*In. lingua* und *sublabiatus* G. MÜLLER) und daß ebenso bei den stark gewölbten, breiteren Formen in der Kreszenzlinie eine Vertiefung (*In. percostatus*) und dann radiale Striemen (*In. Haenleini*) eintreten, die beide bei jüngeren Formen wieder verschwinden.

Inoceramus Cripsi MANTELL

GOLDFUSS: Petref. Germ. 2. S. 116, Taf. 113, Fig. 4 a—d.

Unter diesem Namen sind hochgewölbte, stark in die Länge gezogene Formen aufgeführt, bei denen die Höhe gewöhnlich gleich der halben Länge ist. Die fast blattartig umgerollte Schale ist mit weit voneinander stehenden, scharfen Rippen bedeckt, die nach dem Unterrande hin etwas ungleichmäßig werden. In der Kreszenzachse macht sich stets eine radiale Depression bemerkbar.

Es liegen vierzehn völlig gleiche Exemplare von Olfen und Dülmen vor. In Wölbung und Berippung völlig übereinstimmende Formen aus dem Obersenon zeigen jene radiale Störung nicht oder doch ganz selten. Es liegt hier anscheinend ein Nachkomme der vorigen Art vor, der sehr gut von ähnlichen Formen getrennt zu halten ist.

---

[1]) Naturhistor. Verein Rheinland. **11.** S. 146.

Inoceramus regularis d'Orb.

1843. *Inoceramus regularis* d'Orbigny: Paléont. franç. Terr. crét. S. 516, Taf. 410.
1866. „ *Cripsi var. regularis* bei Zittel: Gosaubivalven. S. 98, Taf. 14, Fig. 5.

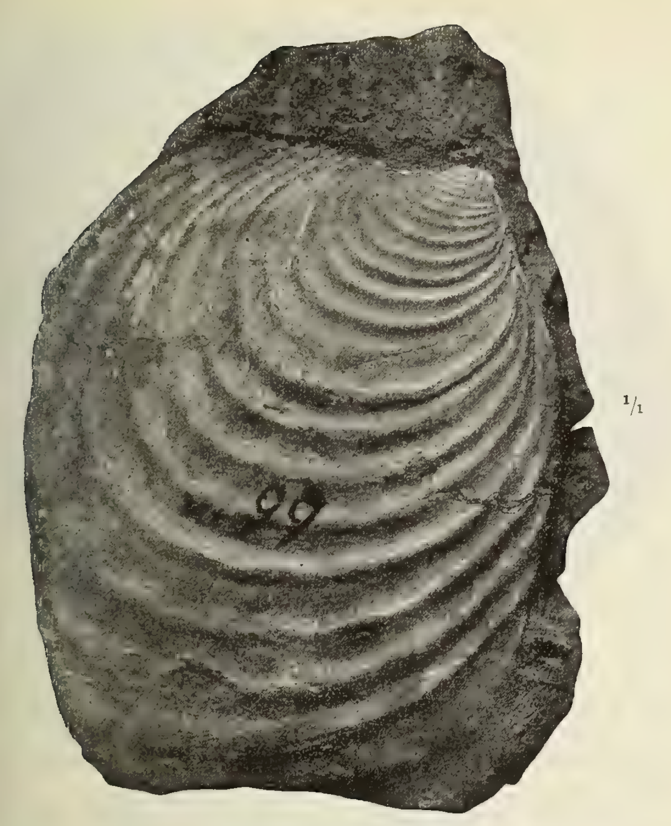
Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß von den Autoren unter *In. Cripsi* keine Art, sondern ein Inoceramentypus verstanden wird. Es scheint mir nach dem vorliegenden westfälischen Stücken sicher zu sein, daß in diesem Formenkreise insbesondere auf Grund der Entwicklungsgeschichte verschiedene Arten auseinander zu halten sind. Zittel hat mit der Aufstellung seiner Varietäten, die teilweise auf die Ausführungen d'Orbignys beruhen, die ersten Schritte zur Aufhellung des schwierigen Formenkreises getan. Außer den bei der Aufstellung seiner Varietäten gegebenen Ausführungen und den bei den vorigen Arten angeführten Unterscheidungsmerkmalen scheinen mir bei verschiedenen obersenonen Formen die starke Wölbung bei langem und schmalem Umriß, die schiefe Lage des Wirbels über dem Vorderrande so wichtig, daß man darauf sicher eine Abtrennung der verwandten Formen herbeiführen kann. Zittel hat die obige Art als Varietät seines *In. Cripsi* so gut charakterisiert und abgebildet, daß eine Beschreibung überflüssig erscheint. Doch muß man Bedenken tragen, dieselbe als Varietät aufzuführen, da sie eine außerordentlich große Verbreitung hat. In Deutschland ist sie von fast sämtlichen Kreidefundpunkten bekannt geworden. d'Orbigny teilt sie aus Frankreich, J. Böhm und Zittel aus den Alpen, Kner von Lemberg, Eichwald aus dem Gouvernement Moskau und Gabb aus Kalifornien mit.

Ziemlich häufig bei Recklinghausen und seltener auf dem Weiner-Esch bei Ochtrup.

Inoceramus cycloides nov. sp.

Taf. VII, Fig. 3. Textfig. 5, 6.

Die gleichklappige, flache Schale ist mit zahlreichen, konzentrischen Rippen bedeckt, welche in ihrem Verlaufe eine zum Wirbel hin offene Figur bilden, die von der Kreisform nur wenig abweicht. Die Rippen sind kräftig und gerundet und schneiden den Schloßrand unter einem nach unten zu immer spitzer werdenden Winkel, während sie an der Vorderseite dicht aneinander liegen und zum Wirbel hinaufgezogen sind. Nach dem Unterrande zu treten die Rippen weiter auseinander und flachen sich dort bei großen Exemplaren ab, sodaß die Schale einen ganz ebenen, unteren Rand aufweist. Die Vertiefung zwischen den Rippen ist stets sehr gleichmäßig. Am Ende des langen,



$^{1}/_{1}$

Fig. 5. *Inoceramus cycloides* nov. sp. Zeche Blumenthal IV. 66 m Tiefe. Slg. Münster.

geraden Schloßrandes liegt der spitze, ein wenig nach innen und nach vorn eingebogene Wirbel. Die Vorderseite ist regelmäßig gerundet; die Kreszenzachse zum Schloßrande unter einem Winkel von 60° geneigt. Unter demselben ist die Schale flügelartig abgeflacht, und selten tritt eine radiale Depression sofort unter dem Schloßrande auf.

Die Art zeigt manche Ähnlichkeit mit *Inoc. planus* Goldf.,[1]) ist aber doch von dieser leicht zu unterscheiden. Die Rippen jener Art treffen den Schloßrand unter einem viel größeren Winkel, nämlich unter fast 90°. Die Anwachsstreifen laufen den Rippen nicht parallel und sind zwischen verhältnismäßig weit

[1]) Petref. Germ. 2. t. 113, f. 1b.



Fig. 6. *Inoceramus cycloides* nov. sp. Zeche Blumenthal V. Slg. MÜNSTER.

von einander entfernten Rippen zudem in weit geringerer Zahl vorhanden.

Die Art findet sich in der ganzen Granulatenkreide, z. B. auf Blumenthal IV und V, Paschenberg bei Herten u. s. w. Sie ist hier jedoch schon selten, besonders in den jüngeren Schichten. Im oberen Emscher beginnend, wird sie in den Grenzschichten zwischen Granulaten- und Westfalicus-Kreide sehr häufig und tritt hier in zahlreichen, 50—60 cm großen Exemplaren bankweise auf. Ein Stück liegt aus einem sehr harten, weißgrauen Mergel von Havixbeck vor (aus einer Tiefe von 200 Fuß.).

Inoceramus lobatus MÜNSTER

Taf. X, Fig. 1, 2. Textfig. 7.

1840. *Inoceramus lobatus* MÜNST. b. GOLDFUSS: Petref. Germ. 2. S. 113. Taf. 110. Fig. 3.
1841. „ „ „ b. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 60.
1865. „ „ „ b. EICHWALD: Leth. ross. 2.a. S. 491.
1870. „ „ „ b. GEINITZ: Diese Zeitschr. 22. S. 452.
1876. „ *cardissoides* GOLDF. b. BRAUNS: Salzberg. S. 377.

1877. *Inoc. lobatus* Münst. b. Schlüter: *Inoceramus.* S. 275, Taf. 4, Fig. 1 u. 2.
1888. „ „ „ b. G. Müller: Harzrand. S. 415.
1888/89. „ „ „ b. Holzapfel: Aachen. S. 223.
1889. „ „ „ b. G. Müller: Ilsede. S. 43. Abb.
1900. „ „ „ b. Wollemann: Lüneburg. S. 25.

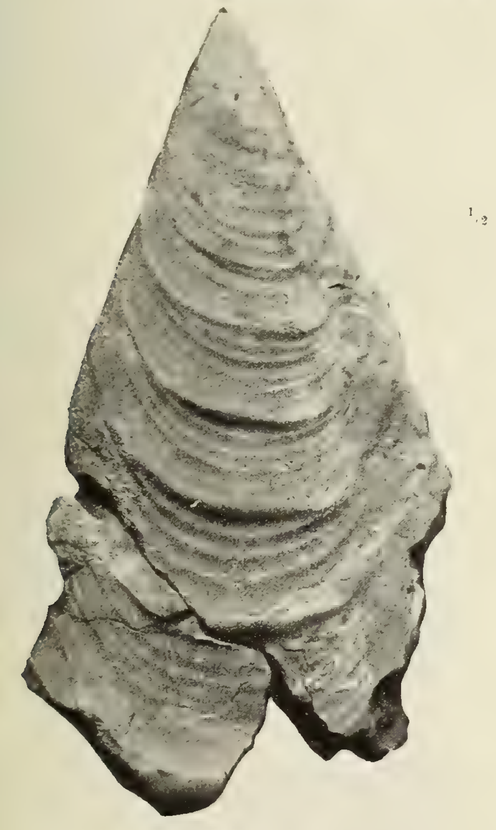


Fig. 7.
Inoceramus lobatus Münst., schmale Varietät. Dülmen. Slg. Münster.

Diese für die Horizontierung überaus wichtige Form hat Schlüter in der oben genannten Arbeit ausführlich beschrieben. Außer *Inoc. subcardissoides, In. cardissoides* und *In. lingua* waren bisher keine weiteren Vertreter dieses Subgenus bekannt, sodaß Schlüter infolgedessen die Art nur diesen Spezies gegenüberstellte. Da mir jedoch eine ganze Reihe ähnlicher Formen aus dem Emscher und eine andere aus der Granulatenkreide bekannt geworden

ist, möchte ich zur Charakterisierung einige weitere Momente hinzufügen, bezw. besonders hervorheben. Die Vorderseite bildet eine höchstens bis 15 cm lange Fläche (Länge 35 cm), die bei großen Exemplaren folglich nur auf der vorderen Hälfte liegt, und auf der eine radiale, mehr oder weniger deutliche Delle verläuft, sodaß die beiden Klappen nicht unter 180°, sondern unter einem stumpfen Winkel zusammenstoßen. Ein vorderer Flügel war bisher nicht beobachtet und wird von Schlüter ausdrücklich in Abrede gestellt. Wie jedoch verschiedene Exemplare von *In. lobatus* und *In. lingua* zeigen, war nach der erwähnten Abflachung zum Vorderrande hin ein solcher wirklich vorhanden. Auf dem gewölbten Teil sind bekanntlich zwei Systeme von Rippen zu unterscheiden, einmal kräftige, gerundete, die hier und bei den folgenden Arten Rippen erster Ordnung genannt sind, und sodann zwischen diesen eine wechselnde Zahl kleinerer, mehr scharfkantig gestalteter Rippen zweiter Ordnung. In der Nähe des Wirbels sind die Rippen an allen von mir untersuchten Stücken und ebenso an den Abbildungen Schlüters nicht oder nur sehr wenig differenziert. Alsdann treten von der fünften bis achten Rippe in wechselnder Zahl solche zweiter Ordnung zwischen den kräftigeren Rippen auf, die aber nicht sämtlich den vorhergehenden Rippen parallel gehen, sondern von denen die jüngeren jedesmal nur in der stärksten Biegung der Rippen erster Ordnung auftreten und dann in diese übergehen. Eine wichtige Eigenschaft des *In. lobatus* ist es sodann, daß in der Furchungszone die Rippen beider Ordnungen ihre Stärke behalten (gegenüber einer häufigen Form aus der mittleren Emscher *In. anisopleurus* n. sp.)

Die Ausbildung und die Zahl der Rippen zweiter Ordnung ist eine derart wechselnde, daß mir nur wenige ganz gleiche Exemplare vorgelegen haben. Die Zahl variiert derart bei völliger Konstanz aller übrigen Merkmale, daß ich z. B. an einem Exemplare in den ersten 8 Interkostien je zwei Rippen fand und an den folgenden eine starke, aber regellose Zunahme bemerkte (so auch Schlüters Abbildung); sodann sind die Rippen manchmal kräftig und gewölbt, manchmal kleiner und dann scharfrückig ausgebildet. Es ist demnach auf die Zahl und Ausbildung der Rippen zweiter Ordnung — und das ist bei den Emscherformen ebenso — kein Gewicht zu legen.

Der Schloßrand ist gerade und unter einem Winkel von 50° zur Axe gestellt. An einem Steinkern sind auf 37 mm 28 Ligamentgruben zu beobachten, die durch schmale Rippen von einander getrennt sind (Taf. X, Fig. 2.) Von großer Wichtigkeit ist endlich, daß der wenig über den Schloßrand vorragende Wirbel

stets eine deutliche Krümmung nach hinten und innen zeigt (Taf. X. Fig. 1). Neben den normalen, breiten Formen findet sich ebenso, wie bei *In. latus* MANT. *In. striatus* MANT. *In. Brongniarti* SOW. u. s. w. eine schmalrückige Varietät (Textfig. 7).

In dem Recklinghäuser Mergel sammelte ich auf Zeche Graf Waldersee mehrere Exemplare. Von Flaesheim liegen eine größere Anzahl, von Bergbossendorf und Dorsten je ein Exemplar vor. In der oberen Granulatenkreide ist die Art von allen Fundpunkten bekannt geworden.

Inoceramus nasutus nov. sp.

Taf. X, Fig. 3. Textfig. 8.



Fig. 8. *Inoceramus nasutus* nov. sp. Dülmen. Slg. MÜNSTER.

Die gleichklappigen Schalen dieser Art haben mit *In. lobatus* große Ähnlichkeit. Die Vorderseite ist jedoch länger und breiter und geht mit kräftiger Wölbung oder mit fast scharfer Kante in das stark gewölbte Mittelstück über. Die bei *In. lobatus*

erwähnte Delle der Vorderseite und die hierdurch bedingte Abflachung gegen den Vorderrand ist nicht vorhanden. Die Rippen des gewölbten Teiles setzen kräftig in Form von Wülsten auf dieselbe über und verlaufen fast bis zum Vorderrande der Schale, an dem ein Flügelansatz nicht bemerkt werden konnte. Der bei *In. lobatus* stets ein- und vorwärts gekrümmte, wenig vorragende Wirbel hat hier nie eine Drehung erlitten, sondern ragt in gerader Richtung eine größere Strecke über den Schloßrand vor (Fig. 3). Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist ferner die außerordentlich kräftige Ausbildung sowohl der Rippen erster als auch derer zweiter Ordnung und die tiefere Aushöhlung der zwischen den Rippen erster Ordnung liegenden Furchen, wie solche niemals bei *In. lobatus* beobachtet werden konnten. Der Schloßrand zeigt endlich auf größere Erstreckung eine Verdickung von rundlichem Querschnitt.

Die von SCHLÜTER[1]) bei *In. lobatus* erwähnten Exemplare mit steiler Vorderwand und gerade gestrecktem Wirbel von Ahaus und Duvenbeck bei Coesfeld gehören offenbar hierher.

Ich fand zwei Exemplare bei Bossendorf, und zwei weitere werden im Museum zu Münster von Dülmen aufbewahrt.

Inoceramus lingua GOLDFUSS

1840. *Inoc. lingua* GOLDFUSS: Petref. Germ. 2. S. 113, Taf. 110, Fig. 5.
1859. „ „ „ bei HOSIUS: Beitäge S. 77.
1872. „ „ „ bei SCHLÜTER: Spongitarienbänke. S. 14.
1875. „ *cardissoides* bei BRAUNS: Salzberg. z. T. S. 377.
1876. „ *lingua* bei BARROIS: Recherches sur le terrain crétacé. S. 26.
1898. „ „ bei G. MÜLLER: Ilsede. S. 44.

Obwohl, wie SCHLÜTER[2]) angibt, weder in einer geringeren Breite und Wölbung und daneben liegender geringer Einsenkung ein weiterer Unterschied als die von dem Autor dieser Art angeführten zu finden ist, habe ich doch mit G. MÜLLER diese Art als selbständig beibehalten.

Ein doppelschaliges Exemplar von Bossendorf zeigt typische *Lingua*-Berippung auf der einen Klappe, auf der anderen dagegen Einschnürungen, sodaß die sämtlichen, gleichmäßigen Rippen auf durch Furchen von einander getrennten Wülsten bündelweise verlaufen. Die einklappigen Exemplare mit dieser Ausbildung der Rippen sind deshalb zu *Inoc. lingua* zu stellen. Der vordere Flügel ist an mehreren Exemplaren sehr deutlich zu sehen.

Bossendorf, Stimberg bei Oer, Dorsten, Ahaus, Olfen.

[1]) *Inoceramus* S. 28. Anm.
[2]) Ebenda S. 28.

Inoceramus cardissoides Goldfuss

1840. *Inoc. cardissoides* Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 142, Taf. 110, Fig. 2.
1841. „ *lobatus var. cardissoides* b. Roemer: Nordd. Kreide. S. 63.
1875. „ *cardissoides* bei Brauns: Salzberg. S. 377.
1888. „ „ bei G. Müller: Harzrand. S. 415.
1895. „ „ bei „ : Ilsede. S. 44.
1900. „ „ bei Wollemann: Lüneburg. S. 71.

Diese Art ist durch Schlüter in seiner vortrefflichen Monographie der Gattung *Inoceramus* gut charakterisiert worden. Die Schale scheint sehr dünn gewesen zu sein, da nur verdrückte Exemplare vorliegen. Schlüter fand *Inoc. cardissoides* schon im Recklinghäuser Mergel. Mir ist derselbe nur aus der untersten Granulatenkreide bekannt geworden, in der G. Müller ihn zuerst am Hebewerke bei Henrichenburg vorfand. Über das Lager der Art ist das Nähere im allgemeinen Teil bekannt gegeben.

Inoceramus subcardissoides Schlüter

1877. Schlüter: *Inoceramus* S. 23, Taf. 2.
1888. G. Müller: Harzrand. S. 413.
1900. Wollemann: Lüneburg. S. 70.

Nach Schlüter findet sich diese leicht kenntliche Art nur im Emscher Mergel. Bruchstücke, die aber sehr deutlich als obige Art festzustellen waren, sind häufig im unteren Recklinghäuser Mergel auf Zeche Graf Waldersee, Schlägel und Eisen, besonders auf Emscher-Lippe gefunden.

Lima canalifera Goldfuss

1840. Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 89, Taf. 104, Fig. 1.
1863. Kunth: Lähnmulde. S. 726.
1871. Geinitz: Elbtal. 2. Taf. 9, Fig. 6--8, S. 38.
1888. G. Müller: Harzrand. S. 404.
1895. G. Müller: Ilsede. S. 28.

Die zumeist als Steinkerne vorliegenden, flach und regelmäßig gewölbten Stücke tragen eine schwankende Anzahl von Rippen. Wie zuerst Kunth feststellte und Geinitz weiter ausführte, sind die viel und wenig gerippten Formen, von denen früher die erstere als *multicostata* Geinitz, die letztere als *laticosta* Roemer unterschieden wurden, mit der normalrippigen *Lima canalifera* Goldfuss zu vereinigen und höchstens als zwei Varietäten aufzufassen. An den westfälischen Exemplaren zählt man gewöhnlich 20 bis 23 Rippen (typ. Varietät).

Der Schalenumriß ist auch bei diesen Exemplaren verschieden, d. h. bald schmaler, bald breiter. Dieselbe Variabilität zeigt die *var. multicostata* mit 25—30 und mehr Rippen. Dieselbe liegt mir in acht Exemplaren von Dülmen und Dorsten vor-

während sie sich bei Haltern nicht findet. Hier kommt nur die typische *multicostata*, besonders im Formsande von Bergbossendorf vor.

Lima ramosa nov. sp.

Textfig. 9.

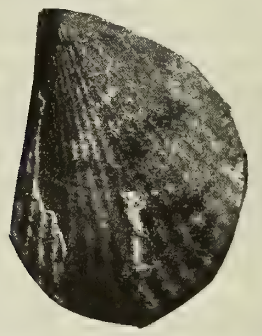


Fig. 9. *Lima ramosa* nov. sp. Haltern. Slg. Münster.

Nach der Form, Zahl und Ausbildung der Rippen steht *L. ramosa* der vorigen Art sehr nahe. Das Abweichende liegt darin, daß die Berippung der vorderen Seite radial verläuft, die Rippen der hinteren Hälfte jedoch von der zehnten Rippe aus immer kleiner werdend, ihren Ursprung nehmen. Die hinteren Rippen verlaufen etwas bogenförmig. Auf dem Steinkerne bilden sich beim Durchkreuzen von Rippen nnd Anwachsstreifen undeutliche Knoten, die auf der Schale nicht vorhanden sind.

Haltern (Obere Granulaten-Kreide.)

Lima semisulcata Nilsson

1827. Nillson: Petref. Suecana. S. 25, Taf. 9, Fig. 3.
d'Orbigny: Paléont. franç. Terr. crét. **3**. S. 562, Taf. 424, Fig. 5, 9.
1898. G. Müller: Ilsede. S. 26 mit Abb.

Zwischen Flaesheim und Bossendorf sammelte ich eine größere Anzahl und bei Klein - Reken ein Stück dieser Art. (Marsupiten-Zone.).

Pecten quadricostatus Sow.

1814. *Pecten quadricostatus* Sow.: Min. Conch. **1**. S. 121, Taf. 56, Fig. 12.
1840. „ „ b. Goldfuss: Petref. Germ. **2**. S. 54, Taf. 92, Fig. 7.
1866. *Vola quadricostata* Zittel: Gosaubiv. S. 115, Taf. 18, Fig. 4.
1888. „ „ Holzapfel: Aachen. S. 237, Taf. 26, Fig. 20.
1898. „ „ b. G. Müller: Ilsede. S. 35, Taf. 4, Fig. 9—10.
1900. „ „ b. Vogel: Holländ. Kreide. S. 25.

Diese von Zittel, Brauns, Holzapfel und Müller ein-

gehend beschriebene Art, die im allgemeinen durch das Hervortreten jeder vierten Rippe ausgezeichnet ist, wird in der Umgebung Halterns neben der vorigen Art und *Pinna quadrangularis* am häufigsten gefunden. Es liegen fast nur typische Exemplare vor; die Varietät *subaequicostata* G. MÜLLER sammelte ich nur einmal bei Haltern. Im Mergel ist die Art sehr selten, häufig dagegen in den Sanden an allen Fundpunkten.

Wie SCHLÜTER[1]) bemerkt, ist sie im westfälischen Obersenon nie gefunden, und SCHLÜTER glaubt sie infolgedessen auf die Quadratenschichten beschränkt. Auch das Museum zu Münster besitzt kein Exemplar aus dem Obersenon, doch stirbt die Art nicht aus, findet sich vielmehr, wie HOLZAPFEL schon bemerkt, in den Mastrichter Schichten wieder häufig vor. Sie ist infolgedessen im ganzen Senon verbreitet, scheint aber nach dem Obengesagten die sandige Fazies zu bevorzugen.

Pecten muricatus GOLDFUSS

1840. GOLDFUSS: Petref. Germ 2. S. 57. Taf. 93, Fig. 9.
1841. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 53.

Die Schalen sind ungleichklappig, die linke Klappe ist fast flach oder nur sehr wenig gewölbt, die rechte dagegen doppelt so kräftig als diese. Beide Klappen zeigen fast stets gleiche Verzierung. Die Schale ist mit radialen Rippen ausgestattet, deren Zahl zwischen 26 und 28 schwankt und bei den größten Stücken durch Einschiebung an den Seiten bis auf 32 (nicht 40, wie ROEMER angibt) steigt. Die Rippen sind kräftig, von halbzylindrischer Form und lassen zwischen sich wenig schmälere Zwischenräume. Die etwas blättrig ausgebildeten Anwachsstreifen werden sowohl in den Zwischenräumen, als auch auf den Rippen durch radiale Furchen unterbrochen, sodaß zahlreiche, an der Unterseite mit einer Hohlkehle versehene Dornen entstehen, die mit der Spitze nach unten gerichtet sind. Auf den Rippen findet durch neun radiale Furchen eine Zerlegung der feinblätterigen Skulptur in acht radiale Dornenreihen statt. Zwischen den Rippen sind gewöhnlich 2—6 Dornenreihen zu zählen, von denen häufig eine, die mittlere, etwas kräftiger entwickelt ist. Die radiale Furchung ist gewöhnlich sehr deutlich ausgeprägt, in seltenen Fällen — und auch dann nur streckenweise — herrscht lamellöse Ausbildung vor, die sich wie ein zerschlitzter Kragen den Rippen auflegt. An einem doppelklappigen Exemplar ist die rechte Klappe mit starken, lamellösen Anwachsstreifen bedeckt, und die radiale Furchenbildung nur eben angedeutet, die linke dagegen normal entwickelt.

[1]) Diese Zeitschr. 1870. S. 937.

Die beschriebene Skulptur ist nur an größeren Exemplaren zu beobachten. Die zahlreichen, die Rippen und deren Zwischenräume in viele radiale Dornenreihen gliedernden Furchen setzen gewöhnlich etwa 3—4 cm vom Wirbel entfernt ein, vorher sind die Rippen deutlich dreiteilig, d. h. ganz so ausgebildet wie bei *P. Faujasi* Defr., und junge, sich bis zu der angegebenen Größe haltende Exemplare sind nicht von dieser Art getrennt zu halten. Die Ähnlichkeit beider Arten wird dadurch noch größer, daß bei jener am Rande zahlreiche, radiale Furchen auftreten und eine größere, wechselnde Zahl von Dornenreihen hervorbringen. Doch unterscheidet sich *P. muricatus* dadurch von jener Art, daß hier die Furchenbildung weit früher und zahlreicher auftritt, und insbesondere dadurch, daß die einzelnen Dornenreihen regelmäßiger verlaufen. Während die radialen Furchen bei *P. muricatus* gleich weit von einander entfernt und scharf sind, liegen hier glatte Zwischenräume vor, und insbesondere treten zumeist zwischen zwei der Hauptdornen keine weitere Furchen auf.

Die Art ist meist als Steinkern erhalten. Diese zeigen wenige, starke, aber mit scharfem Winkel abgesetzte Rippen, die oben wenig abgeplattet und mit radialen Streifen besetzt sind. Sie lassen ein flaches Feld von doppelter Breite zwischen sich. Konzentrische Ringe und Einschnürungen sind häufig zu beobachten. Ein kurzer, verhältnismäßig breiter Ausguß an der Unterseite der Schale verusacht auf dem Steinkern am Ende der Rippen eine kurze Verdickung. Höhe 15 cm, Breite $14^{1}/_{2}$ cm, Dicke 3 cm.

P. muricatus ist eins der häufigsten Fossilien bei Haltern. Er wurde früher häufig auf dem Annaberge gefunden, findet sich aber ebenso häufig in der oberen Abteilung der unteren Granulatenkreide von Bergbossendorf, Dorsten u. s. w. Ein Exemplar liegt von Dülmen und Seppenrade vor. Die bisher der Art beigelegte Bedeutung als Leitfossil ist darnach nicht mehr vorhanden.

P. muricatus ist bisher nur in Westfalen beobachtet. Anscheinend findet diese Erscheinung ihre Erklärung in Westfalen selbst, indem in der Marsupitenzone die Art nach S und W hin durch die sehr nahe verwandte *P. Faujasi* verdrängt wird. Demnach ist es wahrscheinlich, daß in *P. muricatus* eine lokale Abänderung dieser Art vorliegt.

P. muricatus findet sich auch selten bei Dülmen und Seppenrade in typischen Exemplaren.

Pecten Faujasi Defr.

1836. Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 57, Taf. 93, Fig. a—b.
1841. Roemer: Nordd. Kreide S. 51.
1895. Vogel: Holländ. Kreide S. 24, Taf. 5, Fig. 22.

Es liegen insbesondere von Hervest-Dorsten eine große Anzahl Bruchstücke eines *Pecten* sämtlich ohne Ohren und mit verschiedenartiger Skulptur vor, von denen ein Teil der obigen Art sofort zugerechnet werden konnte, der andere dagegen einer Bestimmung große Schwierigkeiten entgegenstellte, und die mich zu der Annahme veranlassen, daß in ihnen Bruchstücke der bisher nicht beschriebenen linken Klappe dieser Art vorliegen. Meistens sind die Rippen deutlich dreiteilig, indem zwei radiale Furchen auf denselben die konzentrischen, lamellösen Anwachsstreifen in drei, mit schwachen Dornen besetzte Streifen zerlegen. Die Zwischenräume sind anfangs glatt, und erst weiterhin stellen sich zwischen denselben radiale Dornenreihen ein. Am unteren Rande zählt man etwa 4—6 Rippen bei ausgewachsenen Exemplaren. Indem sich dort auch weitere radiale Dornenreihen einschieben, erhält die Art eine große Ähnlichkeit mit *P. muricatus*, wie bei jener Art ausgeführt ist.

Der zweite Typus der Berippung zeigt lamellöse, über die ganzen Rippen hinwegsetzende Schuppen und ist der Abbildung, die G. Müller[1]) von der linken Klappe des *P. dentatus* Nilss. gibt, so außerordentlich ähnlich, daß man dieselbe als Abbildung der vorliegenden Stücke auffassen könnte. Der Umstand jedoch, daß diese Art bei Hervest-Dorsten nie gefunden wurde, so wie die vereinzelt bei Bruchstücken größerer Exemplare angeordnete Dreiteilung der Rippen veranlaßt mich zu der Annahme, daß die bisher beschriebene linke Klappe in diesem Berippungstypus vorliegt, umsomehr, als *P. dentatus* und *P. Faujasi* sich auch im übrigen sehr nahe stehen.

Häufig bei Hervest-Dorsten, seltener bei Lembeck, Bergbossendorf und Sinsen.

Pecten septemplicatus Nilss.

1827. *Pecten septemplicatus* Nilss.: Petrefic. Suec. Taf. 10, Fig. 8.
1834. „ *ptychodes* Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 56, Taf. 93, Fig. 4.
1841. „ *septemplicatus* bei Roemer: Nordd. Kreide. S. 51.
1888. „ „ bei G. Müller: Ilsede. S. 32, Taf. 5, Fig. 2.
1888/89. „ „ bei Holzapfel: Aachen. S. 113, Taf. 18, Fig. 3 a—c.

Diese von G. Müller bei Ilsede häufig gefundene Art fand sich nur selten in Westfalen. Hosius sammelte ein Exemplar bei Gemen, ich selbst fand Bruchstücke bei Wulfen und Lembeck.

[1]) Ilsede t. 5, f. 5.

Pecten cretosus DEFRANCE

1866. ZITTEL: Gosaubivalven. S. 112, Taf. 18, Fig. 2.
1898. G. MÜLLER: Ilsede. S. 31, Taf. 5, Fig. 1.

Ein dünnes, wenig gewölbtes Schalenbruchstück mit zahlreichen, radialen, häufig gekörnelten Rippen scheint dieser Art anzugehören. Von den Abbildungen D'ORBIGNYS, ZITTELS und MÜLLERS weicht das vorliegende Stück insofern ab, als nicht regelmäßig kräftigere und schwächere Rippen aufeinander folgen, sondern diese kleineren Rippen nur vereinzelt auftreten.

Dorsten.

Pecten virgatus NILSS.

1888/89. HOLZAPFEL: Aachen S. 229, Taf. 26, Fig. 7—9. cum syn.

Diese bei Aachen häufige Art ist in Westfalen selten bei Haltern, Dorsten und Seppenrade gefunden. HOLZAPFEL, der dieselbe einer sehr ausführlichen Untersuchung unterzogen hat, erwähnt sie auch von Dülmen.

Pecten cf. *spatulatus* A. ROEMER

1841. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 50, Taf. 8, Fig. 7.
1873. GEINITZ: Elbtal. S. 233, Taf. 26, Fig. 3—5.

Den Ausführungen HOLZAPFELS folgend, stelle ich zu dieser gewöhnlich als *P. membranaceus* NILSS. aufgeführten Art einige von mir bei Flaesheim gefundene Steinkerne.

Pecten dentatus NILSS.

1827. NILSSON: Petref. Succana. S. 20, Taf. 10, Fig. 9.
1898. G. MÜLLER: Ilsede. S. 31, Taf. 5, Fig. 3—5.

Ein flach gewölbter Steinkern stimmt gut mit obiger Art überein; ich fand denselben bei Flaesheim.

Spondylus spinosus SOW. sp.

1888/89. HOLZAPFEL: Aachen. S. 243, Taf. 27, Fig. 12—13.
1898. MÜLLER: Ilsede. S. 23, Taf. 4, Fig. 4.
1903. WOODS: Lamellibranchiata. S. 127, Taf. 23, Fig. 6—11, Taf. 24, Fig. 1—7.

Von dieser durch GEINITZ, HOLZAPFEL, MÜLLER und erst kürzlich durch WOODS sehr ausführlich beschriebenen Art liegen mir außer mehreren Bruchstücken zwei vollständige Exemplare von Dorsten und Recklinghausen vor, die völlig mit dem von WOODS abgebildeten ersten Typus aus der Marsupitenzone übereinstimmen.

Spondylus lamellatus NILSS.

1898. G. MÜLLER: Ilsede. S. 21, Taf. 4, Fig. 3.

Die scharfen, vielfach kräftig in konzentrischer Richtung

abgesetzten Rippen, die mit blattartigen, an der Basis stark verbreiteten Furchen unregelmäßig besetzt sind, stellen das einzige größere Oberschalenbruchstück mit Sicherheit zu der obigen Art.

Hervest-Dorsten.

Cyclostreon Nilssoni Hagenow sp.

1842. *Ostrea Nilssoni* Hagenow: Rügen S. 546.
1891. *Dimyodon* „ „ J. Böhm: Fürberg. S. 89, Taf. 4, Fig. 7.
„ „ „ Stolley: Schleswig. S. 242.
1895. *Cyclostreon Nilssoni* „ b. Vogel: Holländ. Kreide. S. 14, Taf. 1, Fig. 4—7.

Vorzüglich erhaltene Exemplare von Rügen zeigen bei starker Vergrößerung keine Spur eines Muskeleindruckes, welcher diese Art zu Dimya Rouault (= *Dimyodon Mun. Chalm.* nach Zittel: Grundzüge S. 292.) stellen würden. Stolley beobachtete bei *Dimyodon Böhmi* äußerst selten und auch dann nur in leichter Andeutung zwei Muskeleindrücke und erwähnt gleiches bei *D. Nilssoni* (S. 242). Sollte sich die Beobachtung Stolleys bei seiner neuen Art bestätigen, so wäre die Verwandtschaft mit *D. Nilssoni* nicht vorhanden, da nach den obigen Exemplaren, und wie Vogel schon betonte, zwei Muskeleindrücke „bestimmt nicht vorhanden" sind.

Sehr strittig ist auch das Vorhandensein von Zähnen. Nach Vogel hat J. Böhm die Verdickung des Mantelrandes als Zähne aufgefaßt. (?). An mehreren Exemplaren sah ich am Schloßrande einen 1 mm langen, leistenförmigen Vorsprung, der unter einem sehr stumpfen Winkel mit einem kleinen, gegenüberliegenden zusammenstieß, sodaß zwischen ihm und der Mantelrandverdickung eine Vertiefung entsteht. Die Art ist daher zu der Gattung *Cyclostreon* zu stellen, die keine Zähne und keine Muskeleindrücke besitzt.[1])

Recklinghausen, Dorsten, Stadtlohn (Twiehus).

Anomia lamellosa A. Roemer

1841. *Anomia lamellosa* Roemer: Nordd. Kreide. S. 49, Taf. 8, Fig. 3.
1875. „ „ „ b. Brauns: Salzberg. S. 392.
1888.? „ *incurvata* Holzapfel: Aachen. S. 245, Taf. 26, Fig. 23—25.
1899. „ *lamellosa* Roem. b. Griepenkerl: Königslutter. S. 37.

Die rechte, ziemlich kräftige Unterschale variiert in ihrer Form außerordentlich. Die Länge ist gewöhnlich größer als die Höhe, doch ist auch der umgekehrte Fall nicht sehr selten. Die Wölbung der Schale ist ebenfalls außerordentlich wechselnd, bald ist sie wenig gewölbt, bald hülsenartig eingewunden, hier

[1]) Eichwald, Lethaea rossica. S. 406.

ist die Wölbung regelmäßig, dort erscheinen durch mimophytisches Wachstum unregelmäßige Falten und Wellen, wobei auch der untere Rand zackig wird. Stets hat die Unterschale ein großes Loch in der Nähe des Schloßrandes. Die Schale ist mit mehr oder weniger starken lamellösen Anwachsstreifen bedeckt. Außer den hier beschriebenen Exemplaren findet man stets andere mit diesen zusammen, die bis auf die Anwachstreifen mit *An. lamellosa* völlig übereinstimmen.

Aus der obersten Kreide Deutschlands werden außer radial gerippten Anomien, wie *A. radiata* Sow., *A. subradiata* Reuss, *A. intercostata* Zittel, eine Reihe Formen unterschieden, die sich, da Form und Wölbung im allgemeinen außerordentlich wechseln, nur durch mehr oder weniger stark hervortretende konzentrische Streifung unterscheiden.

Da man außer den obigen Stücke findet, die im allgemeinen völlig glatt sind, hier und da aber noch konzentrisch lamellöse Struktur erkennen lassen, so möchte ich auch diese glatten Exemplare als abgeriebene Individuen der *An. lamellosa* ansehen. *An. Coquandi* aus der Gosau hat eine glatte, glänzende Oberschale.[1]) Die von Reuss[2]) beschriebene *An. exscissa* ist nach der Beschreibung ebenfalls glatt, zeigt auf der Abbildung aber konzentrische Skulptur. Sie unterscheidet sich, falls — was nach der Abbildung zu vermuten ist — kein defektes Exemplar vorliegt, durch den Ausschnitt für den Haftmuskel. *An. incurvata* Holzapfel stimmt dagegen völlig mit obiger Art überein. Wenn *An. semiglobosa* Geinitz, die Zittel,[3]) Müller[4]) und Sturm[5]) beibehalten, von *An. lamellosa* sich nur, wie es scheint, durch die Stärke der Anwachsstreifen unterscheidet, so dürfte es sich wohl um abgeriebene Exemplare handeln, und die Stellung unter die Synonyma der obigen Art, die Brauns[6]) ihr schon gibt, gerechtfertigt sein. Nur *An. Ewaldi* Frech und *An. subtruncata* d'Orb. sind bestimmt abzutrennen, die erstere deshalb, weil kein Loch, sondern nur ein Ausschnitt für den Haftmuskel vorliegt.

Die Art findet sich außerordentlich häufig in der Marsupitenzone bei Lippramsdorf, Dorsten, Lembeck, Klein-Reken, Borken und Gemen.

---

[1]) Zittel: Gosaubivalven S. 127, Taf. 19, Fig. 8.
[2]) Böhm. Kreide. 2. S. 45, Taf. 31, Fig. 15.
[3]) Gosau S. 127.
[4]) Harzrand S. 403.
[5]) Kieslingswalde S. 94.
[6]) Salzberg S. 392.

Anomia subtruncata d'Orb.

Taf. VII, Fig. 5a, b.

1850. *Anomia subtruncata* d'Orbigny: Prodrome de Paléont. 2. S. 171.
1872. „ „ Geinitz: Elbtal. 2. S. 30, Taf. 8, Fig. 22 u. 23. cum syn.
1889.? *Anomia* sp. bei Holzapfel: Aachen. S. 245.

Zwei deckelartige, rechte Unterschalen von Hervest-Dorsten liegen vor, die sich durch die fast kreisförmige Gestalt und den abgestutzten Schloßrand von der vorigen Art sofort unterscheiden. Die Oberfläche ist mit feinen Anwachsstreifen dicht bedeckt; die zarte Schale an den seitlichen Rändern wulstartig verdickt. Dieser Seitenwulst setzt mit scharfer Kante auf 1—2 cm Entfernung vom Wirbel gegen die mittlere, dünne Schale ab und geht allmählich in den dünnen Unterrand über.

Hervest-Dorsten und Bergbossendorf.

Ostrea semiplana Sow.

Textfig. 10.

1831. *Ostrea sulcata* Blum. bei Goldfuss: Petref. Germ. 2. Taf. 76, Fig. 2.
„ *flabelliformis* Nilss. bei Goldfuss: Ebenda. S. 12, Taf. 76, Fig. 1.
1841. „ *flabelliformis* Nilss. bei Roemer: Nordd. Kreide. S. 45.
„ *sulcata* Blum. bei Roemer: Ebenda S. 46.
1843. „ *semiplana* Sow. bei d'Orbigny: Paléont. franç. Terr. crét. 3. S. 747, Taf. 488, Fig. 4 u. 5.
1845. „ *sulcata* Blum. bei Reuss: Böhm. Kreide. S. 39, Taf. 28, Fig. 2, 3, 4, 8.
„ *flabelliformis* Nilss. bei Reuss: Ebenda. S. 39, Taf. 27, Fig. 6 u. 8.
1850. „ *flabelliformis* Nilss. bei Kner.: Lemberg S. 30.
1888/89. „ *semiplana* Sow. bei Holzapfel: Aachen. S. 251, Taf. 28, Fig. 5 u. 6.
1888. „ *semiplana* bei G. Müller: Ilsede. S. 8, Taf. 1, Fig. 1—4, Taf. 3, Fig. 3—4.

G. Müller hat die Ursachen der Variation dieser in der Skulptur außerordentlich schwankenden Form vortrefflich dargestellt. Während alle bisher erörterten Merkmale außerordentlich variieren, ist eine Eigenschaft, die Ausbildung der Ligamentgrube, bisher nie zur Artumgrenzung der in der Skulptur ähnlichen Formen herangezogen worden. An 400 Exemplaren aus der Granulatenkreide, von denen etwa 300 im Museum in Münster sich befinden, konnte ich folgendes feststellen.

Während die dreiteilige Ligamentgrube der oberen Schale stets länglich napfförmig ist, verhält sich die der unteren bei den verschiedenen Variationen verschieden. Ist die Unterschale z. B. auf einer flachen Inoceramenschale völlig aufgewachsen, so liegt die scharf dreiteilige, ein gleichseitiges Dreieck bildende Ligamentgrube völlig oder nur wenig geneigt zur Schalenebene.

Ganz dasselbe ist der Fall, wenn ein als Anwachsstelle dienender, zylindrischer Körper so gelagert war, daß er mit dem Wirbel in Berührung kam. Wenn der Wirt jedoch dem freien Wachstum der Schale hinreichend Spielraum ließ, so biegt die Ligamentgrube sofort unter einem rechten oder einem erhabenen Winkel zur Höhe um und wird zudem langgestreckt, sodaß die Höhe derselben der zwei- bis dreifachen Breite gleichkommt. Häufig nimmt sie hierbei einen etwas welligen Verlauf, und ihre Spitze ist ein wenig nach vorn gebogen. Diese sehr häufig zu beobachtende Tatsache gibt ein sehr gutes Unterscheidungsmerkmal von der mit dieser Art häufig vereinigten *Ostrea armata* GOLDFUSS. Wenn nämlich, wie als Grund angegeben wird, der Name *Ostrea armata* auf völlig freie Formen der *O. semiplana* angewandt sein soll, so dürfte man nach den eben mitgeteilten Beobachtungen verlangen, daß bei den Stücken der *O. semiplana* mit einer sehr kleinen Anwachsstelle die eigentümliche Umbiegung der Ligamentgrube in gleicher oder verstärkter Weise eintreten würde. Tatsächlich ist dieses aber bei *O. armata* nicht der Fall; die Ligamentgrube zeigt hier in beiden Klappen eine langgestreckte, kahnförmige Vertiefung, die infolge der Dicke der zu bewegenden Klappen außerordentlich groß ist.[1])

In der gleichen Weise müßten Formen mit kleiner Anwachsstelle in ihrer Skulptur größere Annäherung an *O. armata* zeigen. In der Tat tritt dieses bei der Oberschale ein. Ist aber *O. armata* durch die regelmäßige, kräftige Berippung beider Klappen ausgezeichnet, so zeigt sich bei *O. semiplana* auf der Unterschale gewöhnlich eine wilde Skulptur. Radiale Rippen und große, konzentrische Absätze bilden eine sehr unregelmäßige Oberfläche, indem bald die radiale, bald die konzentrische Skulptur die Oberhand gewinnt und klippenartige Auswüchse entstehen.

Statt der zu fordernden Annäherung an die Skulptur tritt also eine große Dissonanz auf. Andere Gründe für die Aufrechterhaltung dieser Art sind dort selbst angeführt.

O. semiplana ist in der ganzen Granulatenkreide, besonders aber bei Dorsten und Borken häufig.

[1]) Vielleicht könnte man einwenden, daß bei den nur teilweise angehefteten Exemplaren eine Näherlegung der Ligamentgrube an den als Anwachsstelle dienenden Gegenstand bei der Funktion der Schale zur Festigung wesentlich beitragen würde, dieser Grund bei ganz freien Formen dagegen fortfiele. Hiergegen spricht jedoch die Tatsache, daß bei solchen Formen mit einer auf dem hinteren Flügel liegenden Anwachsstelle die Ligamentgrube derselben nicht dieser Stelle zu, sondern deutlich abgewandt ist, spricht ferner der Befund bei angewachsenen Exemplaren der *O. armata* selbst, bei dem die Ligamentgrube durchaus keine Änderung erfährt.



Fig. 10. *Ostrea semiplana* Sow. Dorsten.
Fig. a. Unterschale mit kleiner Anwachsstelle und wilder Skulptur.
Fig. b. Dieselbe Klappe von innen mit rechtwinklig umgebogener Ligamentgrube.

Ostrea armata Goldf.

Textfig. 11—13.

1831. Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 13, Taf. 76, Fig. 3.
1841. Roemer: Nordd. Kreide. S. 46
1888. Holzapfel: Aachen. S. 253, Taf. 28, Fig. 1—2.

Goldfuss beschreibt seine *O. armata* „aus dem Grünsande Westfalens“. Seine Originale können nur bei Haltern oder Lette gefunden sein, stammen aber wahrscheinlich von ersterem Vorkommen. Da mir von diesen beiden Orten insgesamt etwa 90 ganz vorzüglich erhaltene, vereinzelt auch doppelschalige Exemplare vorliegen, und die Art sich anderswo nur selten gefunden hat, glaube ich ein endgiltiges Urteil über diese mit *O. semiplana* vereinigte Form geben zu können.

Die Schale ist frei oder mit der rechten Klappe angewachsen, von gerundet trapezoedrischem Umriß, wenig gewölbt, groß und sehr dick (bis 4 cm), mit zahlreichen zugeschärften bis gerundeten Rippen bedeckt, die in wechselnder Zahl und in wechselndem Verlauf, aber auf den gegenüberliegenden Klappen in fast ganz gleichartiger Weise auftreten. Die Zwischenräume zwischen den Rippen sind ebenso breit wie diese und wie diese entweder zugeschärft oder gerundet. In der Mitte der Schale verlaufen die Rippen häufig radial, während nach unten zu vereinzelt Dichotomie eintritt. Die Rippen sind mit zahlreichen Schuppen und häufig mit Stacheln von lanzettlichem bis rundem Querschnitt bedeckt. Der Rand ist stark zickzackförmig gefaltet. Unter den wenig vorwärts gebogenen Wirbeln liegt gewöhnlich ein kleines, glattes Feld, vor demselben setzt häufig ein Flügel



a.



b.

Fig. 11. *Ostrea armata* Goldf. Dorsten.
Fig. 11a rechte Klappe, 11b linke Klappe desselben Exemplars.
Meine Sammlung.

ın, der bei angewachsenen Exemplaren sich stark verbreitert, und dessen oberer Rand dann in die Verlängerung des Schloßrandes fällt. Bei großen Exemplaren ist stets ein zweiter, unterer Flügel vorhanden, während bei jüngeren nur eine kleine Ausbuchtung nach vorn vorliegt. (Textfig. 11.) Der Schloßrand



Fig. 12. *Ostrea armata* GOLDF. Lette. Altes Individuum. Sammlung MÜNSTER.

ist gerade und der ganzen Länge nach von dem Ligament eingenommen. Dieses ist stets breiter als hoch, sodaß manchmal die Länge die Höhe um das sechs- bis siebenfache übertrifft, liegt stets in der Vertikalebene und ist dreiteilig und flach muldenförmig. Der Muskeleindruck ist sehr kräftig und liegt in einer höhlenartigen Vertiefung der mittleren Schale.

Zu den bei der vorigen Art angegebenen Unterscheidungsmerkmalen kommt neben den aus der vorstehenden Beschreibung hervorgehenden insbesondere der Umstand, daß angeheftete Exemplare nicht eine der *O. semiplana* ähnliche Skulptur zeigen, sondern daß bei ihnen auch die *O. armata* eigene Skulptur deutlich zum Ausdruck kommt. (Vergl. Textfig 12.) Zudem wäre es sehr eigentümlich, daß derartige losgelöste Formen nur im Senon vorhanden sein sollten, während *O. semiplana* durch die ganze obere Kreide verbreitet ist.

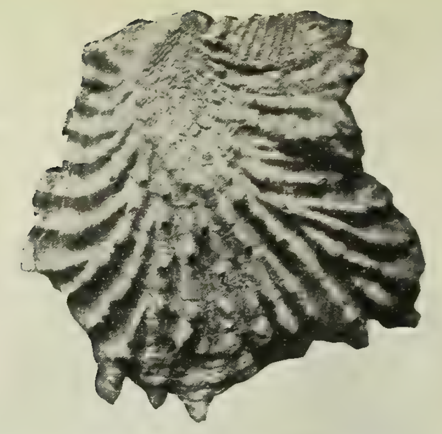


Fig. 13. *Ostrea armata* GOLDF. Bergbossendorf. Angewachsenes Exemplar mit typischer *Armata*-Skulptur. Meine Slg.

Die Art fand sich häufig bei Dorsten, Bergbossendorf, Lette, selten bei Bottrop und am Annaberg. HOLZAPFEL fand vier Exemplare im Grünsand. In Westfalen kommt sie in der gleichaltrigen Bildungen offenbar wegen veränderter Fazies nicht mehr vor.

Ostrea diluviana L.

1836. *Ostrea diluviana* L. bei GOLDFUSS: Petref. Germ. 2. S. 11 Taf. 76, Fig. 4.
1869. „ *Deshayesi* COQUAND: *Ostrea* S. 87.
1898. „ *diluviana* G. MÜLLER: Ilsede S. 12, Taf. 2, Fig. 1—3

Von Sterkrade, Heiden, Klein-Reken, Lembeck und Lett liegt mir je ein Exemplar vor, das mit den Abbildungen MÜLLERS[1] gut übereinstimmt. Die im Alter ähnlich berippte *O. armata* unterscheidet sich durch die Form, die radiale Berippung de mittleren Feldes und das Fehlen der Drehung der Ligament grube. Bei Ilsede häufig, ist *O. diluviana* in Westfalen selten un bei Aachen bisher überhaupt nicht gefunden worden.

Ostrea Merceyi COQUAND

1869. COQUAND: *Ostrea*. S. 93, Taf. 28, Fig. 23, Taf. 29, Fig. 8—1
1888. HOLZAPFEL: Aachen. S. 251, Taf. 28, Fig. 4.
1900. VOGEL: Holländ. Kreide. S. 6.

Acht Exemplare zeigen die für *O. Merceyi* charakteristisc Zähnelung des ganzen Außenrandes. Die Möglichkeit, daß unt dieser Art Jugendformen von *O. semiplana*, die auf zylindrisc Körper festgewachsen sind, vorliegen, scheint mir vorhande

[1]) Ilsede t. 2, f. 1a.

nsbesondere macht der Umstand, daß der Eintritt der Zähnelung stark variiert, und die von HOLZAPFEL und auch von mir an je einem Exemplar gemachte Beobachtung, daß auf der oberen Schale durch mimophytisches Wachstum die Schale eines Hamites zum Ausdruck kommt, der als Ansatzstelle gedient hat, diese Vermutung sogar wahrscheinlich. Exemplare, bei denen die Loslösung von den zylindrischen Anwachskörpern weiter vorgeschritten ist, werden auch von COQUAND[1]) zu *O. semiplana* gestellt. Die Anwachsstreifen auf verschiedenen derartigen Oberschalen zeigen deutlich, daß in einem früheren Wachstumsstadium Form und Skulptur völlig mit *O. Merceyi* übereinstimmen. Mein Material ist zu gering, um die Abhängigkeit der Wirbeldrehung von der Richtung der zylindrischen Anwachskörper feststellen zu können, worauf, wie mir scheint, die Beobachtung, daß beide Schalen gewölbt sind, beruht.

Klein-Reken, Ahaus, Flamsche.

Ostrea cf. ungulata SCHLOTH.

1869. *Ostrea ungulata* SCHLOTH. b. COQUAND: *Ostrea.* S. 58, Taf. 31, Fig. 4—15.
1869. „ *cucullus* COQUAND: *Ostrea.* S. 52, Taf. 17, Fig. 19—21.
1895. „ *ungulata* SCHLOTH. bei VOGEL: Holländ. Kreide. S. 8, Taf. 1, Fig. 1—2.

Kleine, bis 2 cm lange, sichelförmig gebogene Formen stimmen am besten mit den für obige Art gegebenen Beschreibungen und insbesondere mit *O. cucullus* COQU. überein. Sämtliche Exemplare sind dicht und regelmäßig gerippt, die oberen flacher gewölbt. Zum Vergleich herangezogene Stücke von Ciply unterscheiden sich nicht von diesen.

Grütlohn, Hervest-Dorsten, Klein-Reken, Sinsen, Lembeck, Flamsche bei Coesfeld, Borken.

Ostrea Goldfussi HOLZAPFEL

1888/89. HOLZAPFEL: Aachen. S. 249, Taf. 28, Fig. 8—18.

Die vorliegenden Stücke stimmen gut mit der bei Aachen im Grünsande häufigen Art überein.

Sinsen bei Recklinghausen, Bossendorf, Flamsche bei Coesfeld.

Ostrea cf. *striatula* EICHWALD

1846. EICHWALD: Lethaea rossica. S. 485, Taf. 19, Fig. 11.
1869. COQUAND: *Ostrea.* S. 104, Taf. 62, Fig. 45.

Höhe 6 mm, Länge $5\frac{1}{2}$ mm.

---

[1]) *Ostrea* t. 28 f. 14.

Die fast kreisförmige, gewölbte Unterschale zeigt eine mehr oder minder große Anwachsstelle am Wirbel. Blättrige Anwachsstreifen zeigen besonders am Rande bald feine, radiale Streifen, bald gröbere Falten.

Waltrop. Nach Coquand findet sie sich in Rußland im ganzen Senon.

Ostrea conirostris Münster

1840. Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 25, Taf. 82, Fig. 4

Von dieser durch den Umriß und die unter die Ligamentgrube greifende Leibeshöhle leicht kenntlichen Form fand Hosius bei Grütlohn und Dorsten zwölf Exemplare. Von Becks wurde die Art außerdem bei Recklinghausen gesammelt.

Gryphaea vesicularis Lam.

1840. *Ostrea hippopodium* Goldfuss: Petr. Germ. 2. S. 23, Taf. 81, Fig. 2.
1840. „ *vesicularis* „ Ebenda S. 23, Taf. 81, Fig. 2.
1898. „ „ „ b. G. Müller: Ilsede. S 14, Taf. 3, Fig. 10—15, Taf. 4, Fig. 1—2.

Die westfälischen Exemplare bestätigen die von Müller dargestellte Identität von *O. hippopodium* und *vesicularis* Lam. Die Art ist in der ganzen Granulatenkreide verbreitet und von allen Fundpunkten außer der näheren Umgebung von Recklinghausen bekannt geworden.

Exogyra lateralis Nilss.

1827. Nilsson: Petref. Suecana. S. 29, Taf. 7, Fig. 7—10.
1869. Coquand: *Ostrea*. S. 96, Taf. 18, Fig. 12, Taf. 30, Fig. 10—14
1862/71. Geinitz: Elbtal. 1. S. 179, Taf. 41, Fig. 28—35, II. Fig. 15—17
1888. Holzapfel: Aachen. S. 256.
1898. G. Müller: Ilsede. S. 15.

Den Ausführungen von Geinitz folgend, stelle ich etwa 60 Exemplare zu der obigen Art. Coquand gibt als Unterschiede von der nahestehenden cenomanen *O. canaliculata* Sow. die verlängerte, hoch gewölbte Form, den gryphaeaartig eingedrehten Wirbel und den Mangel von in regelmäßigen Zwischenräumen auftretenden Anwachsstreifen an. Von diesen Unterscheidungsmerkmalen ist eine gryphaeaartige Eindrehung der Wirbel auf die Art der Anwachsstelle zurückzuführen. Die senonen Formen sind allerdings gewöhnlich hoch gewölbt und verlängert, doch finden sich auch flach verbreiterte vor. Andererseits liegen auch aus dem Cenoman flache und breite Formen vor. Es bleiben von den angegebenen Merkmalen nur die in regelmäßigen Zwischenräumen auftretenden konzentrischen Lamellen, die bei den senonen Formen gewöhnlich völlig fehlen

oder selten und dann sehr unregelmäßig auftreten. Es fragt sich demnach nur noch, ob nicht eine breite, cenomane Form mit regelmäßigen Anwachslamellen abzutrennen und als eigene Art aufzufassen ist, was mir nach einem Exemplar von Le MANS wahrscheinlich scheint.

Häufig bei Dorsten, Flamsche, Bergbossendorf und Lette, seltener bei Recklinghausen, Herten, Sinsen, Buer, Kirchhellen, Borken, Südlohn und Dülmen. Die Art findet sich auch in Westfalen, wie bei Königslutter [1]) und Mastricht [2]) in der oberen Mukronatenkreide, ist also in der ganzen oberen Kreide verbreitet.

Exogyra haliotoidea Sow. sp.
Textfig. 14.

1840. *Exogyra auricularis* GOLDFUSS: Petref. Germ. 2. S. 39, Taf. 88, Fig. 2.
1898. „ *haliotoidea* G. MÜLLER: Ilsede. S. 16. (Abb.)

Exogyra haliotoidea ist in Westfalen nicht häufig: Paschenberg bei Herten, Bergbossendorf, Dorsten, Gemen, Annaberg bei Haltern.



Fig. 14. *Exogyra haliotoidea var. planospirites* GOLDF. Dorsten. Sammlung MÜNSTER.

Fünf ganz gleiche Exemplare zeigen eine stets in derselben Weise verlaufende Einbiegung des seitlich in der Mitte liegenden Wirbels. Der an demselben beginnende Kiel ist anfangs normal gebogen und läuft dann in gerader Richtung nach oben, um endlich ziemlich stark umgebogen bis zur Mitte der Schale zu verlaufen (Textfig. 14). Sie stimmen daher mit der von Mastricht beschriebenen *Ex. planospirites* GOLDF. gut überein. Da mir unter 13 Exemplaren der obigen Art 5 vorliegen, die stets dieselbe Drehung zeigen, betrachte ich dieselbe als eigene Varietät, für welche der GOLDFUSSsche Name var. *planospirites* wieder aufzunehmen ist.

---

[1]) GRIEPENKERL: Königslutter S. 36.
[2]) VOGEL: Holländ. Kreide S. 13

Exogyra laciniata Nilss.

1837. Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 33, Taf. 86.
1840. Coquand: *Ostrea.* S. 55, Taf. 25, Fig. 1—6 u. Taf. 41, Fig. 5.
1888. Holzapfel: Aachen. S. 254.
1898. G. Müller: Ilsede. S. 17, Taf. 3, Fig. 1.
1900. Vogel: Holländ. Kreide. S. 11.

Die Art ist durch Coquand, J. Böhm, G. Müller und Holzapfel so klar gestellt, daß kaum etwas hinzuzufügen ist. Die Variabilität in der Höhe und Lage der Wölbung, sowie in der Zahl und Stärke der Rippen ist an den zahlreichen, vorzüglich erhaltenen, westfälischen Exemplaren ebenfalls vorhanden. Die von G. Müller gemachte Wahrnehmung, daß eine kleine Anwachsstelle einen ovalen, eine große einen kreisförmigen Umriß der Schale bedinge, bestätigt sich an den westfälischen Exemplaren nur selten. Ebenso häufig findet sich der umgekehrte Fall. Die Oberschale ist gewöhnlich deckelartig flach, selten konkav.

Die größte Häufigkeit findet diese Art in der oberen Abteilung der unteren Granulatenkreide, in deren verschiedenen Fazies sie überall mit dem Unterschiede vorkommt, daß sie sich in den mergelig-sandigen Bildungen am häufigsten und in den kräftigsten Exemplaren vorfindet. Ich sammelte die Art auf dem Kuniberge bei Recklinghausen, am Paschenberge bei Herten, bei Flaesheim, Bergbossendorf, Dorsten, Herne, Klein-Reken und Cappenberg. Die Art liegt zudem von Grütlohn Dülmen und Seppenrade in zahlreichen Exemplaren vor.

Ex. laciniata ist mir aus der Sammlung des Museums zu Münster nicht aus der Quadraten- und Mukronatenkreide, in der sie nach Holzapfel und Vogel gefunden sind, bekannt geworden. Doch ist diese Erscheinung wahrscheinlich durch die veränderte Fazies herbeigeführt.

Exogyra plicifera Duj.-Coqu.

Textfig. 15.

1837. *Gryphaea plicifera* Dujardin: Mém. soc. geol. France (2) 2. S. 29.
1840. *Exogyra plicata* Goldfuss: Petref. Germ. 2. Taf. 87, Fig. 5a
„ *harpa* Goldfuss: Ebenda. S. 11, Taf. 87, Fig. 7.
1841. „ „ b. Roemer: Nordd. Kreide. S. 48.
1866. „ *Matheroniana* Zittel: Gosaubiv. Taf. 19, Fig. 3 u. 4
1869. „ *plicifera* Coquand: *Ostrea.* S. 80, Taf. 36, Fig. 6—8
1889. „ sp. ? bei Holzapfel: Aachen. S. 255, Taf. 29 Fig. 8—9.
1900. „ cf. *plicifera* bei Vogel: Holländ. Kreide. S. 13.
„ *sigmoidea* d. Autoren z. T.



Fig. 15. *Exogyra plicifera* Duj.-Coqu. Annaberg.
a—d. Unterschalen, Übergang der glatten zu den gerippten Formen.
e, f. Oberschalen. Meine Sammlung.

Ex. plicifera tritt in äußerst wechselnden Formen auf, deren extremste Glieder von Coquand als *var. auricularis* und *spinosa* beschrieben worden sind.

Sämtliche Abarten zeigen einen halbmondförmigen Umriß der Schale. Die *var. auricularis* (Fig. 14 a, b) ist durch den stumpfen, medianen Kiel der unteren Schale ausgezeichnet, der nur selten kleinere Dornen trägt, und von dem aus selten nur wenige unregelmäßige Falten nach dem Rande hinlaufen. Gewöhnlich ist die Schale ganz glatt. Die *var. spinosa* (Fig. 14 c, d) trägt auf einem scharf ausgeprägten, randlich liegenden Kiel mehr oder weniger hohe Dornen, von denen Rippen zum Vorderrand verlaufen. Übergänge zwischen diesen sehr verschiedenen Varietäten liegen mir von Bergbossendorf reichlich vor. Häufig ist die Art auf sonst nicht gefundenen Trigonien und Schnecken, manchmal auch auf Grand- oder auf Kieskörnchen aufgewachsen. Die Oberschale zeigt einen scharfen, randlich liegenden Kiel, vor dem ein schwacher Flügel fast senkrecht zu dem hinteren, flach konkaven Teil abfällt.

Der Rand der Oberschale der *var. spinosa* ist flach gewellt.

Während *Ex. plicifera* im Coniacien und Santonien Frankreichs sehr häufig ist, ist sie aus den deutschen Kreideablage-

rungen, abgesehen von den beiden bei HOLZAPFEL[1]) a. a. O. abgebildeten Exemplaren, die allem Anscheine nach hierher gehören, nicht beschrieben worden. Der Grund liegt wohl darin, daß die Oberschale dieser Form mit *Ex. sigmoidea* REUSS insbesondere mit der bei GEINITZ[2]) abgebildeten völlig übereinstimmt. Da die Oberschale unten bald spitz zuläuft (besonders bei größeren Exemplaren) bald abgerundet ist, liegt die Möglichkeit, daß außerdem Exemplare dieser Art als *Ex. haliotoidea* bestimmt sind, sehr nahe.

Ex. plicifera findet sich sehr häufig bei Haltern am Annaberge und in dessen Umgebung Hundegraben, ist außerdem aber in der ganzen Marsupitenzone häufig; bei Gemen und Borken liegt sie auch in der untersten Granulatenkreide.

Septifer tegulatus J. MÜLLER sp.

1847. J. MÜLLER: Monographie. 1. S. 35, Taf. 2, Fig. 15.
1888/89 HOLZAPFEL: Aachen. S. 218, Taf. 25, Fig. 1—9.

Zwischen Flaesheim und Bossendorf sammelte ich ein Exemplar, das mit der Abbildung bei HOLZAPFEL gut übereinstimmt. Eigentümlich ist nur eine schwache, radiale, knotige Berippung, die sich auf der blättrigen Schicht der linken Klappe und auf der rechten nur an der Hinterseite findet, während die darüber liegende Schale frei davon bleibt.

Mytilus eduliformis A. ROEMER
Textfig. 16.

1841. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 66.

F. ROEMER beschreibt diese Art, ohne eine Abbildung derselben zu geben, von Haltern, von wo mir ein durch HOSIUS gesammeltes Stück vorliegt, auf das die Beschreibung ROEMERs zutrifft. Der Schalenumriß ist abgerundet vierseitig mit spitzem vorspringendem Wirbel. Der Schloßrand ist schräg und gleich der Länge der Schale. Vor ihm löst sich unter stumpfem Winkel die Hinterseite ab, die gleichmäßig sich abrundend mit der Vorderkante zusammentrifft. Die Vorderkante läuft der hinteren

---

[1]) Völlig ausgewachsene Exemplare von Mastricht, auf deren Oberschale durch mimophytisches Wachstum parallele Falten entstanden waren, bezeichnete GOLDFUSS als *O. harpa*, die von COQUAND zu *O. pectinata* (S. 977) gestellt wird. ROEMER beschreibt *O. harpa* zuerst von Haltern und Coesfeld. COQUAND (*Ostrea* Taf. 52, Fig. 8—9) gibt eine Kopie der GOLDFUSSschen Originale und stellt diese aus dem Senon beschriebenen Formen zu *O. flabellata* D'ORB., die nach ihm dem Carentonien eigen ist. Es handelt sich aber um eine Wachstumserscheinung der *Ex. plicifera*, da mir ganz ähnliche Formen stets mit anderer Lage der Falten von Haltern vorliegen.

[2]) Elbtal. 1. Taf. 41, Fig. 14—27.

m allgemeinen parallel und bildet nur wenige Zentimeter vor dem Virbel eine stärkere Biegung. Die Schale fällt von der Linie ler stärksten Wölbung nach hinten und anfangs auch nach vorn gleichmäßig ab, setzt dann an dem Kiel rechtwinklig ab und bildet eine senkrechte, unregelmäßige Vorderseite. Die Schale st glatt und mit feinen, konzentrischen Streifen dicht bedeckt. Am Vorder- und Hinterrande liegen stark wellige, unregelmäßige Runzeln.

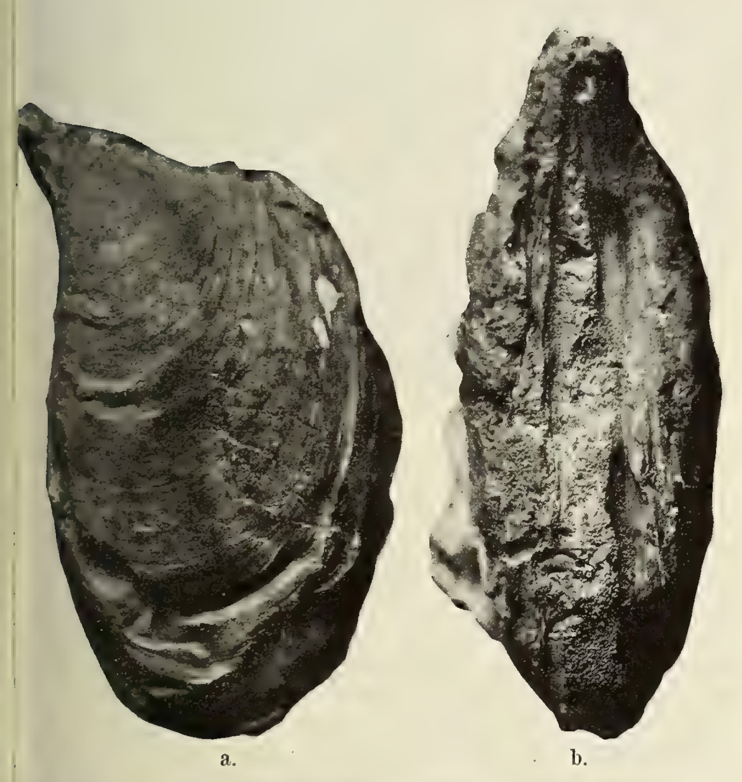


Fig. 16 a, b. *Mytilus eduliformis* A. Roemer. Annaberg b. Haltern.
a. linke Klappe. b. Vorderansicht. Slg. Münster.

Maße: Exemplar von Roemer: (Nordd. Kreide, S. 66.) Länge 2″, Breite 1″, des vorliegenden Exemplares Länge 6,2 cm, Dicke 3,5 cm, Schloßrand 5 cm.

Haltern (Annaberg).

? *Mytilus Alisonis* nov. sp.
Textfig. 17.

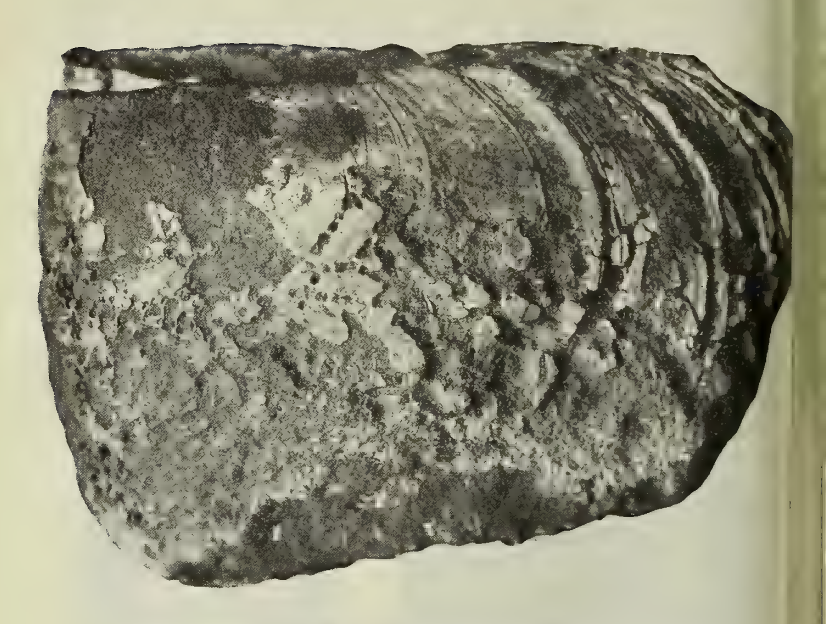


Fig. 17 ?*Mytilus Alisonis* n. sp. Annaberg b. Haltern.
Rechte Klappe. Slg. Münster.

Die wenig gewölbte Schale bildet eine breite Ellipse. Der über den Schalenrand weit vorgezogene, spitze Wirbel entsendet nach dem Vorderrande eine gerundete Kante, nach dem Oberrande zwei scharfe Kiele, von denen der eine etwa $2^1/_2$ cm unter dem Wirbel mit dem Schalenrande zusammentrifft, der andere, einen schwachen Bogen nach hinten und außen bildend, diesen $7^1/_2$ cm vom Wirbel erreicht. Zwischen diesen beiden Kanten liegt ein Eindruck. Hinter der kleinen Kante setzt eine leicht zur Wirbelspitze und zum Schalenrande geneigte Fläche scharf ab und geht allmählich in die obere gerundete Kante und den Oberrand über. Die beiden langen Kanten bilden miteinander einen rechten Winkel. Am Oberrande erreicht die Schale ihre größte Breite. Die Schale ist wenig, aber gleichmäßig gewölbt und mit konzentrischen Anwachsstreifen verziert, die unter treppenförmig absetzen.

Annaberg bei Haltern.

Modiola capitata Zittel.

1868. Zittel: Gosaubivalven. S. 80, Taf. 12, Fig. 1.
1898. G. Müller: Ilsede. S. 47, Taf. 7, Fig. 1.

Die vorliegenden Exemplare stimmen völlig mit der Abbildung und Beschreibung Zittels überein. Von einem auffallend großen Exemplar, das Hosius am Annaberge sammelte, teile ich hier die Maße mit:

Länge: 71 mm, Höhe hinter dem Wirbel gemessen: 30 mm.

Zwei weitere Exemplare sammelte ich zwischen Flaesheim und Bossendorf. Die Art ist weit verbreitet. Zittel fand sie häufig in den Gosauschichten. Müller beschreibt sie von Ilsede.

Cucullaea subglabra d'Orb.

1888. Holzapfel: Aachen. S. 206, Taf. 22, Fig. 3—5.
1898. G. Müller: Ilsede. S. 51, Taf. 7, Fig. 8.

Eine Anzahl Steinkerne stimmen mit der unter obigem Namen beschriebenen Art, insbesondere mit den beiden Abbildungen bei G. Müller und Exemplaren von Quedlinburg völlig überein. Hosius sammelte die Art bei Recklinghausen und in der Hohen Mark. Weitere Exemplare fand ich im Hohlwege am Kuniberg bei Recklinghausen, im Eisenbahneinschnitt ebendort und bei Dorsten. Von Dülmen liegt die Art ebenfalls vor.

Cucullaea Matheroniana d'Orb.

1843. d'Orbigny: Paléont. franç. Terr. crét. 3. S. 208, Taf. 22, Fig. 2, 4, 8.
1888. Holzapfel: Aachen. S. 325, Taf. 325.

Ein mit der Beschreibung völlig übereinstimmendes Exemplar fand ich bei Flaesheim.

Trigonia alata Schloth. sp.

Bei Haltern findet man häufig Steinkernbruchstücke einer kräftig gerippten Trigonia, die mit der von Brauns beschriebenen am besten übereinstimmt, und die ich, bis mir besseres Material, insbesondere das der Bonner Universitätssammlung zugänglich ist, unter dem obigen Namen aufführe. J. Böhm[1]) hält diese westfälische Form für eine neue Art und gibt eine Beschreibung derselben, auf die ich verweise.

Nicht häufig bei Haltern und Dülmen.

Trigonia vaalsiensis J. Böhm.

1884. *Trigonia vaalsensis* J. Böhm: Grünsand. S. 99, Taf. 2, Fig. 1.
1888. „ *vaalsiensis* „ bei Holzapfel: Aachen. S. 198, Taf. 21, Fig. 1—6.

Jugendexemplare haben häufig der kleinen *Ex. plicifera* als

[1]) Grünsand S. 107.

Ansatzstelle gedient, sind aber sonst nie gefunden worden. Von Dülmen und Herbern liegen mehrere glatte Steinkerne vor, die mit solchen von Aachen völlig übereinstimmen.

Häufig bei Haltern im Formsand.

Chama costata A. ROEMER

Textfig. 18.

1841. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 67, Taf. 8, Fig. 20.



Fig. 18. *Chama costata.* A. ROEMER. Klein Reken. Slg. Münster.

Die Schale ist mit der großen, spiraleingerollten, rechten Klappe festgewachsen, die linke Klappe ist kleiner, aber fast ebenso stark eingedreht. Die Oberfläche beider Schalen ist mit sechs bis acht schmalen, blättrigen, radialen Rippen von ungleicher Größe bedeckt, zwischen denen flache, durch Querstreifen unterbrochene Linien liegen.

ROEMER beschrieb obige Art aus dem Quader von Haltern. Es sind mir von dort nur drei Exemplare bekannt geworden. Zwei weitere liegen von Klein Reken und Hervest-Dorsten vor.

Chama multicostata nov. sp.

Textfig. 19.

Diese durch zahlreiche gleichmäßige Rippen ausgezeichnete Art liegt in mehreren Bruchstücken und einen stark mit Serpeln und Austern bewachsenen Exemplare von Hervest-Dorsten vor. Die rechte Klappe ist kräftig gewölbt, der Wirbel weiter vorgezogen, als an der linken Schale, die Berippung auf beiden Schalen dieselbe, und zwar sind etwa 10—12 Rippen auf jeder Klappe vorhanden. Die Zwischenräume zwischen den Rippen sind



Fig. 19. *Chama multicostata* nov. sp. Dorsten. Slg. Münster.

lach oder gerundet, die Rippen scharf abgesetzt und hoch, aber ıie blättrig, wie bei *costata.*

Chama bifrons Griepenkerl

1899. Griepenkerl: Königslutter. S. 60, Taf. 7, Fig. 2.

Flaesheim und häufiger bei Dülmen.

Radiolites Lam.

Rudisten sind aus dem norddeutschen Senon bisher nur von venigen Punkten bekannt geworden. Durch Roemer, Ewald, Lundgren und insbesondere G. Müller sind aus dem Senon les nördlichen Kreidegebietes bisher vier Arten festgestellt, die ich auf zwei Horizonte, auf das untersenone Sudmerberggestein ınd die den oberen Quadratenschichten angehörenden Stappelburger-Trümmerkalke beschränken. Aus Westfalen sind Radioliten bisıer überhaupt nicht bekannt geworden. In der Sammlung der Jniversität zu Münster fand ich 27 Exemplare eines Radioliten, lie sämtlich einer neuen, gut charakterisierten Art der unteren Granulatenkreide Westfalens angehören.

Radiolites Mülleri nov. sp.

Taf. VIII. Fig. 5 a—e.

Die wenig gebogene, untere Schale dieser Art zeigt stets ım oberen Rande einen mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Flügel. Infolgedessen steht sie dem aus der Quadraten- und Mukronatenkreide beschriebenen *R. sublaevigatus* nahe, doch ınterscheidet sich *R. Mülleri* von dieser glatten Form sofort lurch den Umriß der Schale und eine auffällige Berippung. Auf ler dem Flügel gegenüberliegenden Schalenseite liegen drei kräftige, schmale Längsrippen, die scharf abgesetzt sind und inen doppelt so weiten Zwischenraum zwischen sich lassen. Hinter den beiden äußeren Rippen biegt die Wandung scharf um ınd läuft beiderseits in schwachem Bogen einer hinteren, scharf-

rückigen Kante zu, wobei sich manchmal noch jederseits eine schwache, unregelmäßige Rippe, sehr selten deren mehrere einstellen. Diese hintere Kante liegt unter dem Flügel und zieht sich, nach oben zu undeutlich werdend, bis zum äußersten Ende desselben hin. Die Flügelspitze liegt bald rechts, bald links von der hinteren Kante, wie das Fig. c u. d veranschaulichen. Die Ausbildung des Flügels ist verschieden, indem dieser manchmal zuerst nach oben steigt und dann sich horizontal ausbreitet oder sofort an der Mündung sich rechtwinklig zum Kegel umbiegt und etwas nach unten gezogen wird, wobei sich dann auf ihm eine deutliche Rille ausprägt. Die Anwachsstreifen bilden auf den Rippen einen nach unten einspringenden, scharfen Winkel. Die Rückseite ist glatt oder mit größeren Anwachslamellen bedeckt. Abgeriebene Exemplare zeigen überall eine starklamellöse Struktur und sind rippenlos. Die Exemplare sind auch dann nicht mit *R. sublaevigatus* zu verwechseln, da die Rippen durch ihre Struktur sich immer noch deutlich auf der glatten Schale abheben. Die Mündung der Schale zeigt einen fünfseitigen Querschnitt. Über die drei Rippen bildet sich an derselben ein Ausschnitt mit scharfzackigem Umschlag. Ganz junge Exemplare zeigen den Umriß ausgewachsener, sind jedoch völlig glatt. Di drei vorderen Rippen stellen sich bei $^3/_4$ cm Länge ein. Da größte Exemplar erreichte eine Länge von $2^1/_2$ cm.

Gemen und Grütlohn bei Borken, Dorsten und Lembeck An letzterem Fundpunkte fand ich unlängst mehrere Exemplar in einer dünnen Bank erbsengroßer Kiese.

Mactra angulata Sow.

1888. G. Müller: Harzrand. S. 435.
1900. Sturm: Kieslingswalde. Taf. 8, Fig. 1.

Steinkernerhaltung: Die schief dreiseitige Schale ist a fangs kräftig, später flacher gewölbt; gewöhnlich ist die Höl gleich der Länge, selten wird die letztere von der ersteren übe troffen (?). Von dem stark eingekrümmten, regelmäßig sich a dachenden Wirbel zieht sich ein stumpfer Längskiel nach de hinteren Ende des gerundeten Unterrandes. Vor dem Wirb liegt ein sehr schwacher Eindruck. Außer einigen stärkeren A wachslamellen, die stets nur in der Mitte und am unteren Ran auftreten, fehlt jegliche Skulptur. Höhe $6^1/_2$ cm, Länge $6^1/_2$ c (selten $6-7^1/_2$ cm). Jugendexemplare zeigen die Maßverhältnis jener von Kieslingswalde. Die Stücke wurden schon früher v Becks und Schlüter als obige Art bestimmt.

Sie findet sich außerordentlich häufig auf dem Galgenber in der Hohen Mark; bei Lembeck und in den Sandsteinen v Dorsten kommt sie vereinzelt vor.

Goniomya designata Goldf.

840. *Lysianassa designata* Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 264, Taf. 154, Fig. 13.
841. *Goniomya consignata* Goldf. bei Roemer: Nordd. Kreide. S. 75, Taf. 10, Fig. 3
854. „ *designata* Ag. bei Roemer: Westf. Kreide. S. 172.
872. „ „ Goldf. bei Schlüter: Spongitarienbänke. S. 14.
888. „ „ Goldf. bei Holzapfel: Aachen. S. 153, Taf. 154, Fig. 13.

Nach Durchsicht einer großen Anzahl von Exemplaren von dem)riginalfundpunkte Dülmen halte ich die angenommene Möglich-:eit, daß Roemer eine von der Goldfussschen Art abweichende ˢpezies beschrieben, für ausgeschlossen. Ebenso scheint es mir ıicht durchführbar, die später unter den beiden Namen auf-:eführten Formen zu trennen. Die Trennung wird dadurch be-;ründet,[1]) daß Roemer eine Form mit geradem Unterrand und ·iner Abstutzung des oberen Hinterrandes, Goldfuss eine solche ıit gebogenem Unterrand und gleichmäßig gerundeter Hinterseite .bbildete. Letztere Form ist die häufigere, wenn die Biegung uch nicht so gleichmäßig und in solcher Höhe stattfindet, wie ie Abbildung bei Goldfuss das zeigt. Doch liegt mir ein ˢtück vor, daß zu dieser als Vorlage gedient haben könnte. ındere Exemplare zeigen die gerundete Unterseite, während die ınwachsstreifen des Hinterrandes eine deutliche Ablenkung nach orn erkennen lassen. Von Exemplaren mit gerader Unterseite iegen mir zwei vor. Eines derselben zeigt auf beiden Schalen ·ine schwache Neigung der Anwachsstreifen nach vorne, das .ndere auf der einen Seite dieselbe Erscheinung, während auf ler zweiten die Anwachsstreifen völlig gerundet sind. Es scheint ıir damit festzustehen, daß beide Formen innerhalb der Variation in und derselben Art liegen. Die Abbildung G. Müllers[2]) veicht sowohl von der Roemers als auch von sämtlichen Dülmener Exemplaren so sehr ab, daß mir die Zugehörigkeit zu denselben ehr fraglich scheint. Der Umriß des Müllerschen Stückes ist erundet dreiseitig, der westfälischen Exemplare gerundet recht-ckig bis elliptisch.

Maße:

bei	Müller	Dülmen	Goldfuss	Roemer	
L. / G. =	76 / 42	76 / 32	94 / 42	103 / 47	mm.

Selten bei Bergbossendorf, häufig bei Dülmen und Duven-eck bei Coesfeld.

[1]) Vergl. Müller: Ilsede. S. 72.
[2]) Ebenda Taf. 10, Fig. 7.

Panopaea tricypha[1]) nov. sp.

Taf. IX, Fig. 1a, b.

Länge $6^1/_2$, Höhe $4^1/_2$ cm.

Die Schale zeigt gerundet rechteckigen Umriß und ist mit zahlreichen konzentrischen Falten bedeckt. Die größte Höhe der Schale liegt hinter den Wirbeln. Von dem nach innen kräftig eingekrümmten, spitzen Wirbel strahlen drei radiale Wülste aus, zwischen denen wenig tiefe, nach dem unteren Rande an Breite zunehmende, flache Falten liegen. Am kräftigsten ist die mittlere, die von der Wirbelspitze aus mit einer den Wirbel in eine größere, vordere und in eine kleinere, hintere Hälfte teilenden Furche beginnt. Auf 1 cm Länge sich tief in denselben einschneidend, verflacht sich diese Rille schnell und läuft dann als flache Hohlkehle nach dem Unterrande, der dort eine kleine Einbuchtung nach oben zeigt. Vor und hinter den diese Furche begrenzenden Radialwülsten liegen fast gleichartig stark ausgebildete, flache Hohlkehlen, von denen die vordere sich alsbald verflacht und dann ganz verschwindet, die andere nach der unteren Hinterecke der Schale verläuft. Hinter dem Wirbel ist das kalkige Ligament von elliptischem Umriß deutlich sichtbar.

Das Taf. IX, Fig. 1 abgebildete Exemplar fand ich in Bergbossendorf, von wo auch mehrere Bruchstücke vorliegen. Außerdem ist die Art von Hosius bei Olfen gesammelt.

Glycimeris gurgitis Brongn sp.

1898. G. Müller: Ilsede. S. 70, Taf. 10, Fig. 4.

In der Umgrenzung dieser Art folge ich den Ausführungen G. Müllers. Zwei gleichmäßig gewölbte Steinkerne von gerundet rechteckigem Umriß mit einer vom Wirbel nach der unteren, hinteren Ecke verlaufenden Hohlkehle liegen von Haltern (Annaberg) und Flamsche bei Coesfeld vor.

Pholadomya nodulifera Münster

1841. Goldfuss: Petref. Germ. 2. S. 273, Taf. 158, Fig. 2.

Steinkernerhaltung: Der stark eingekrümmte Wirbel liegt im vorderen Drittel der Schale. Etwas unter und hinter demselben liegt die größte Wölbung der letzteren. Von dem Wirbel strahlen 15 schwache, nicht gleichmäßige Rippen aus, von denen die ersteren 5 in schwachem Bogen nach vorn umbiegen, die anderen nach hinten verlaufen. Knoten sind auf dem Steinkern nur undeutlich zu beobachten.

Selten bei Haltern und Flaesheim.

---

[1]) von tri = drei u. κυφος (cyphus) buckelig.

Siliqua sinuosa G. Müller

888. G. Müller: Harzrand. S. 431, Taf. 18, Fig. 6.
898. „ „ . Ilsede. S. 69, Taf. 10, Fig. 6.

Der schräg nach unten und hinten, bis kurz vor den Unter-
and laufende Eindruck der Schalenleiste und die durch eine
adiale Hohlkehle bedingte doppelte Faltenbildung vor derselben
assen deutlich den Steinkern des einzigen doppelklappigen
Exemplares als die obige Art wieder erkennen.

Bergbossendorf.

Neaera caudata Nilss sp.

898. G. Müller: Ilsede. S. 77, Taf. 10, Fig. 10—11.

Der Erhaltungszustand ist zu schlecht, als daß man eine
Stellung der beiden Stücke zwischen den nahe verwandten
V. *caudata* und *N. acutissima* Müller bei Holzapfel mit Sicher-
eit vornehmen könnte, doch scheinen sie der obigen Art anzu-
gehören.

Waltrop.

Teredo voracissima J. Müller sp.

Taf. IX, Fig. 2.

835. Becks: Geognost. Bemerk. S. 361.
880. Hosius: Flora. S. 70, Taf. 41, Fig. 166 u. 167.
888. Holzapfel: Aachen. S. 142, Taf. 7, Fig. 6 u. Taf. 8, Fig. 4—7.

Becks beschrieb a. a. O. aus den Halterner Sanden „Knauern,
lie äußerlich ohne Loch, nicht selten hohl und auf einer Seite
ler Höhlung mit Kügelchen von Erbsengröße bedeckt sind, welch'
etztere bisweilen an kleinen Zäpfchen etwas dünner als sie
elbst hängen und an deren Ende einen Tropfen bilden." Er
rklärt diese Erscheinung durch Sekretion, indem er zapfenförmige
Bildungen in Drusenräumen zum Vergleich heranzieht.

Hosius traf mit seiner Vermutung, daß diese Gebilde
Ausfüllungen von Höhlungen seien, die vielleicht den Pholaden
hre Entstehung verdanken", das richtige. Auf Grund eines
eichen Materials glaube ich, sie sogar mit den Bohrgängen
ler, inzwischen durch Holzapfel näher bekannt gewordenen,
bigen Art identifizieren zu können. Die Gestalt derselben ist
ewöhnlich kurz birn- bis keulenförmig. Die Umkleidung der
anzen Ausfüllung mit einer kalkigen Röhre konnte ich ver-
chiedentlich, nie jedoch die Schale selbst beobachten. Das
orkommen ist dem Aachener sehr ähnlich. Die Bohrmuscheln
nden sich dicht gedrängt in Konkretionen, die sich um Holz-
ücke von Nuß- bis Kopfgröße gebildet haben, wie Becks schon
emerkte, zum größten Teile nur einseitig, indem nur die obere

Hälfte der Holzstücke angefressen wurde. Das Holz ist später teilweise verkieselt und zerfällt, nur selten feste Massen bildend, beim Zerschlagen der Knauern zu weißem Pulver. Vereinzelt ist das Holz verkohlt, häufiger jedoch völlig verschwunden. Einmal fand ich dieselben birnförmigen Gebilde auf dem Steinkerne eines *Pecten muricatus*, ein anderes Mal in der Schale von *Exogyra laciniata*.

Annaberg, Flaesheim, Bergbossendorf und Hohe Mark bei Haltern.

Gastropoda.

Emarginula longiscissa nov. sp.

Taf. VIII, Fig. 4

Länge: 30 mm, Breite: 23 mm, Höhe: 13 mm, Länge der Furche: 22 mm, Länge des Schlitzes: 8 mm.

Steinkernerhaltung: Die Schale ist hoch, mützenförmig, de fast zentrale Wirbel abgestumpft und nach hinten gebogen. Vo demselben zieht sich nach dem Vorderrande eine verhältnismäßi breite, mit drei radialen Streifen ausgestattete Furche, welch etwas unter der Mitte in zwei schmälere zerfällt, die eine langen, breiten Schlitz zwischen sich lassen. Vom Wirbel strahle außerdem eine Reihe undeutlicher, radialer Rippen aus, die vo wenig zahlreichen konzentrischen Anwachsstreifen stellenweise i undeutliche Knoten zerlegt werden. Der untere Rand des Al druckes zeigt zahlreiche, kurz abgesetzte, bald schmalere, bal breitere Falten.

Nach der vorliegenden Literatur scheint diese Art das erst sicher erkennbare Exemplar einer *Emarginula* aus dem Untersenoı vielleicht sogar der ganzen oberen deutschen Kreide zu sei Zwar beschreibt HOLZAPFEL[1] eine *Emarginula* aus den untere Mukronatenschichten von VAALS, aber seine Abbildungen[2] zeige ebensowenig einen Schlitz, wie *Patella semistriata* MÜNST. b GOLDFUSS, die WOLLEMANN[3] zu *Emarginula* stellt, der sei Exemplare als völlig übereinstimmend mit der GOLDFUSSsche Abbildung bezeichnet, den dort fehlenden Schlitz aber nicht weit erwähnt. Auch an der *Emarginula carinata* REUSS[4] ist d Spalt ebenfalls bisher nicht beobachtet, und die Art ist desha nicht hierher zu stellen.

Aus der Kreide von Limburg beschreibt BINCKHORST[5] ze

[1]) Aachen S. 176.
[2]) Ebenda Taf. 17, Fig. 11 a bis e.
[3]) Lüneburg. S. 81.
[4]) Böhm Kreide. S. 41, Fig. 6.
[5]) Limburg. S. 55—58.

Arten der Gattung *Emarginula*, die, da Schalenexemplare seiner Beschreibung zugrunde lagen, nicht zum Vergleich herangezogen werden können, sich aber sämtlich durch einen weniger langen und einen schmaleren Schlitz auszeichnen. Ob *Em. costato-striata* FAVRE[1]) zu *Emarginula* gehört, scheint nach der Abbildung und den eigenen Worten des Verfassers zweifelhaft. Der von PASSY als *Em. pelagica* aus Frankreich beschriebene, von D'ORBIGNY[2]) behandelte Steinkern ist höher als dieser und die Neigung der Seiten weit steiler. Auch in der Ausbildung des Schlitzes und der Furche treten weitere, aus der obigen Beschreibung sich ergebende Abweichungen auf.

Annaberg bei Haltern.

Pleurotomaria granulifera MÜNSTER

1844. GOLDFUSS: Petref. Germ. **3.** S. 76, Taf. 187, Fig. 3.
1898. G. MÜLLER: Ilsede. S. 87, Taf. 11, Fig. 10—13.

Ein kreisrunder Steinkern, dessen Windungen fast in der Ebene liegen, zeigt etwa zwölf gekörnelte Spiralrippen auf der Oberseite. Das Schlitzband ist stark abgerieben, so daß die Grübchen nicht wahrzunehmen sind.

Olfen (Kanaleinschnitt).

Pleurotomaria regalis A. ROEMER

1841. *Trochus regalis* ROEMER: Nordd. Kreide. S. 81, Taf. 12, Fig. 7,
1898. *Pleurotomaria regalis* bei G. MÜLLER: Ilsede. S. 85, Taf. 12 u. Taf. 11, Fig. 8c.

Ein Schalenbruchstück stimmt mit der von MÜLLER a. a. O. Fig. 8c gegebenen Abbildung ziemlich gut überein. Die Körnelung ist überall unter der Schlitzkante kräftig, während über dieser spiralstreifige Verzierung vorherrscht. Doch tritt stellenweise auch hier eine Körnelung auf. Der Windungsumriß stimmt völlig mit den typischen Exemplaren überein.

Hervest-Dorsten und Zeche Emscher-Lippe.

Pleurotomaria plana MÜNSTER

1888. HOLZAPFEL: Aachen. S. 176, Taf. 20, Fig. 5.
1898. G. MÜLLER: Ilsede. S. 85, Taf. 12, Fig. 3—4.

Zwei zwischen Weseke und Südlohn von HOSIUS gesammelte Exemplare stimmen völlig mit der von den Autoren gegebenen Beschreibung überein.

Hervest-Dorsten?

---

[1]) Lemberg. S. 97, Taf. 11, Fig. 3.
[2]) Paléont. franç. Terr. crét. **2.** S. 394, Taf. 235, Fig. 1—3.

Delphinula tricarinata A. Roemer

1841. Roemer: Nordd. Kreide. S. 81, Taf. 12, Fig. 3. 4. 6.
1898. G. Müller: Ilsede. S. 92, Taf. 12, Fig. 7—12.

Das einzige, einer *Exogyra laciniata* Nilss. als Anwachsstelle dienende Exemplar stimmt mit der von G. Müller[1]) gegebenen Abbildung gut überein.

Haltern.

Trochus Ryckholti J. Müller sp.

1888. Holzapfel: Aachen. S. 174, Taf. 19, Fig. 7—8.

Diese Art ist mir nur in einem Exemplare, auf dem eine *Exogyra laciniata* Nilss. festgewachsen war, bekannt geworden. Ich fand dasselbe bei Bergbossendorf.

Trochus polonicus Favre

1869. Favre: Lemberg. S. 66, Taf. 9, Fig. 13.

Steinkernerhaltung: Das Gehäuse ist breiter als hoch, zwischen den ebenen Windungen liegen flache Nähte. Erstere sind mit drei kräftigen, spiralen Granulenreihen besetzt, von denen die mittlere ein wenig stärker ausgebildet ist. Die mit einer scharfen Kante absetzende, flache Unterseite fällt ziemlich kräftig zur Spitze hin ein und ist mit sechs deutlichen Spiralreihen bedeckt. Durch die stärkere Ausbildung der mittleren Granulenreihe weichen die vorliegenden Exemplare von dem Lemberger ab, stimmen aber in allen übrigen Merkmalen so völlig überein, daß eine Abtrennung kaum möglich ist.

Hosius fand zwei Exemplare bei Waltrop. Ich fand die Art nicht selten auf Emscher-Lippe bei Datteln.

Gyrodes acutimargo A. Roemer

Natica acutimargo bei Roemer: Nordd. Kreide. S. 83, Taf. 12, Fig. 14
Gyrodes „ bei Holzapfel: Aachen. S. 142, Taf. 14, Fig. 27

Steinkernerhaltung: Das Gehäuse zeigt mindestens fünf Windungen, von denen die erste nicht immer am Steinkerne sichtbar ist. Die stark gewölbte Oberseite derselben liegt in einer Ebene. Die Windungen nehmen an Höhe schnell zu. Die Außenseite wird oben von der regelmäßig gewölbten Oberseite, unten durch eine scharfe Kante begrenzt und ist bis zur vierten Windung entweder gleichmäßig gerundet, oder die untere Hälfte ist etwas zum Nabel hingezogen. Beim Beginne der fünften Windung macht sich der umgekehrte Vorgang geltend; es tritt hier eine mehr oder minder kräftige, dorsolaterale Ab-

[1]) Ilsede. Fig. 8.

achung ein und gleichzeitig eine starke Höhenzunahme der
tzten Windung, sodaß die bei der vierten Windung 5 cm
essende Außenlippe am Ende der fünften Windung schon 8 cm
ng ist.

Die nahe stehende *Gyrodes brunsvicensis* G. MÜLLER[1])
nterscheidet sich durch ein höheres Gewinde und die weit ge-
ngere Höhe der letzten Windung. Die „scharfkantige Umbiegung"
OEMERS bezieht sich auf die Suturfurche und nicht, wie an-
enommen wurde, auf die Oberseite. Es ist deshalb an der
ugehörigkeit der Aachener Exemplare zu dieser Art nicht zu
weifeln.

Die vier gleich großen Exemplare zeigen außer den oben
ngegebenen folgende Maße: Durchmesser 4 und $5^1/_2$ cm senk-
echt aufeinander, Höhe 4 cm.

Olfen, Merfeld, Seppenrade.

Scalaria decorata A. ROEMER

341. *Melania decorata* ROEMER: Nordd. Kreide. S. 82, Taf. 12, Fig. 11.
398. *Scalaria decorata* bei G. MÜLLER: Ilsede. S. 95, Taf. 13, Fig. 3 u. 20.

Selten bei Bergbossendorf.

Turritella sexlineata A. ROEMER

341. ROEMER: Nordd. Kreide. S. 80, Taf. 11, Fig. 22.
388. HOLZAPFEL: Aachen. S. 160, Taf. 16, Fig. 24—26.
398. G. MÜLLER: Ilsede. S. 98, Taf. 13, Fig. 1 u. 2.

Steinkerne dieser Art fand ich häufig in der Haard bei
altern, insbesondere zwischen Bossendorf und Flaesheim. Je
n Bruchstück liegt außerdem vom Annaberg, von Bergbossen-
orf, aus der Hohen Mark und von Dorsten vor.

Turritella multilineata J. MÜLLER

388. HOLZAPFEL: Aachen. S. 59, Taf. 15, Fig. 15, Taf. 16, Fig. 23.
398. G. MÜLLER: Ilsede. S. 97, Taf. 13, Fig. 4 u. 5.

Der Wechsel zahlreicher stärkerer Spiralgürtel und feinerer
piralkiele und die flache, kantig begrenzte Basis stellen mehrere
tücke von Klein Reken und Dülmen zu dieser Art.

Aporrhais Bodei G. MÜLLER

398. G. MÜLLER: Ilsede. S. 111, Taf. 14, Fig. 12—14.

A. Bodei ist durch die Ausbildung des Flügels und den
angel der Skulptur leicht kenntlich.

---

[1]) Ilsede. S. 104, Taf. 13, Fig. 21—24.

Häufig in unteren Recklinghäuser Mergel und oberen Emscher auf Emscher-Lippe und Blumenthal V.

Tudicla cfr. *Monheimi* J. Müller

1888. Holzafel: Aachen. S. 106, Taf. 11, Fig. 4—7.

Ein mit Schalenresten bedeckter Steinkern zeigt die Skulptur der obigen Art. Diese ist jedoch weit kräftiger auf dem Steinkerne ausgeprägt, als auf den von Holzapfel Fig. 7a—c. abgebildeten.

Annaberg bei Haltern.

Volutilithes subsemiplicata d'Orb. sp.

1888. Holzapfel: Aachen. S. 95, Taf. 10, Fig. 1—3.
1898. G. Müller: Ilsede. S. 123, Taf. 16, Fig. 10, 18—21.

Mehrere Exemplare dieser leicht kenntlichen Art fand ich auf Emscher-Lippe II. Die Art findet sich auch bei Dülmen.

Cephalopoda.

Nautilus sublaevigatus d'Orb.

Taf. X. Fig. 4.

1840. *Nautilus laevigatus* d'Orb.: Paléont franç. Terr. crét. **1**. S. 84, Taf. 17.
1850. „ *sublaevigatus* d'Orb.: Prodrome. **2**. S. 189.
1858. „ *Sowerbyanus* Hauer: Cephalop. d. Gosau. S. 14.
1872. „ *sublaevigatus* d'Orb. bei Geinitz: Elbtal. 2. Taf. 32, Fig. 1—3.
„ „ *sublaevigatus* d'Orb. bei Fritsch: Cephalopoden S. 21, Taf. 12, Fig. 1.
„ „ *galea* Fritsch.: Ebenda S. 23, Taf. 12, Fig. 3, Taf. 15, Fig. 3 u. 4.
1873. „ *neubergicus* Redtenacher: Abhandl. K. K. geol. R.-A. D. 5. S. 97. *(non. sublaevigatus.)*
1876. „ cf. *neubergicus* Redtenbacher bei Schlüter: Cephalopoden S. 174, Taf. 48.
1888. „ cf. *neubergicus* Redt. bei G. Müller: Harzrand S. 444.
1888. „ *sublaevigatus* d'Orb. bei „ „ S. 445.

Nautilus sublaevigatus d'Orb. gehört einem aufgeblasenen bis kugelartig aufgetriebenen, glatten *Nautilus*-Typus mit fast geradlinigem Verlauf der Septen an. Die Unterscheidung einzelner Arten auf Grund geringer Abweichung der Sutur und des Wohnkammerumrisses, wie das verschiedentlich versucht ist, scheint mir, zumal in Anbetracht der großen Verdrückungen, denen die Schale infolge ihrer Zartheit leicht ausgesetzt war, nicht durchführbar.

Ein Exemplar zeigt auf der Außenseite ein kleines Stück der Schale mit drei gleichweit von einander entfernt stehenden,

Nadelkopf großen Tuberkeln. SCHLÜTER[1]) beobachtete derartige, schwache Tuberkeln bei dem cenomanen *Nautilus Fleuriausianus* auf den Flanken in der Nähe der Außenseite. Hier scheinen die Seiten frei von denselben gewesen zu sein. An einem Exemplar beobachtete ich auf der Externseite einen spitzen Ausschnitt. (Taf. X, Fig. 4.)

An zwei größeren Exemplaren, von denen das eine aus dem obersten Emscher stammt, ist eine Kielbildung auf der Wohnkammer zu bemerken. Der Kiel beginnt mit einer schwachen Emporwölbung auf dem hinteren Ende der Wohnkammer und erreicht am vorderen eine Stärke wie beim *N. westfalicus.*[2]) An einem Steinkerne ist in dem unteren Drittel der Wohnkammer ein kräftiger, halbmondförmiger Eindruck (Muskeleindruck?) zu erkennen.

D'ORBIGNY beschrieb diese Art 1840 in der Paléontologie française als *N. laevigatus.* In seinem Prodrome trennte er von dieser Art die breiteren Formen mit internem Sipho als *N. Dekayi* ab und nannte die anderen *N. sublaevigatus.* Es wäre demnach die Bezeichnung *N. laevigatus* die richtige, doch ist jene bis auf eine Ausnahme (BRAUNS) bisher stets verwandt worden und dürfte infolgedessen beizubehalten sein. *N. sublaevigatus* D'ORB. bei Redtenbacher gehört nicht hierher, da dessen Kammerwände mehr als doppelt so weit von einander entfernt sind als an der Original-Abbildung D'ORBIGNYS.

Die Identität von *N. sublaevigatus* und *N. neubergicus* scheint nach den von D'ORBIGNY, REDTENBACHER, SCHLÜTER und GEINITZ gegebenen Abbildungen sicher zu sein. GEINITZ gibt bei *N. sublaevigatus* an, daß der Sipho fast in der Mitte und bei jüngeren Exemplaren an der Bauchseite gelegen sei, während bei *N. neubergicus* der Sipho zwischen Mitte und Außenseite liegt. Doch darf hierauf nach vielfach gemachten Beobachtungen bekanntlich kein Artunterschied begründet werden. Derartige Angaben haben überhaupt nur dann Zweck, wenn die Größenverhältnisse der Stücke mitgeteilt werden. *N. cf. neubergicus* REDT. bei SCHLÜTER zeigt insofern eine Abweichung, als der am Nabel liegende, nach vorn konvexe Bogen der Septen ein schärferes Knie bildet als bei den übrigen Abbildungen. Die Möglichkeit, daß diese durch die von SCHLÜTER angegebene Verdrückung herbeigeführt wurde, ist aber sehr wahrscheinlich. Dagegen scheint mir *N. Dekayi* eine eigene Art vorzustellen.

Ich fand mehrere Exemplare in dem Eisenbahneinschnitt

---

[1]) Cephalopoden S. 169.
[2]) Vergl. hierüber bei *N. westfalicus* S. 205.

Recklinghausen-Sinsen, ferner auf Zeche Blumenthal. Außerdem liegen Exemplare von Olfen, Seppenrade, Lüdinghausen, Dülmen und Coesfeld vor. *N. sublaevigatus* fand sich demnach in Westfalen bisher vom oberen Emscher bis in die Quadratenkreide.

Nautilus gosavicus Redtenbacher

?1872. *N. sublaevigatus* d'Orb. bei Geinitz: Elbtal. 2. Taf. 32, Fig. 2.
1874. *N. gosavicus* Redtenbacher: Cephalopoden der Gosau. S. 96. Taf. 22, Fig. 2a, b.

Die Beschreibung des *Nautilus gosavicus* war auf ein einziges, bei Grünbach gefundenes Exemplar begründet. Obgleich die Art von keiner anderen Lokalität seither erwähnt wird, trage ich kein Bedenken, das einzige mir vorliegende Exemplar hierhin zu stellen. Redtenbacher beschrieb ein ca. 6 cm im Durchmesser fassendes Exemplar: „Das Gehäuse ist scheibenförmig zusammengedrückt, der Nabel nur durch eine Depression angedeutet. Die Oberfläche der an Höhe bedeutend zunehmenden Windung ist vollkommen elliptisch, indem die schwach konvexen Flanken gleichmäßig gegen den ziemlich schmalen Externteil wie gegen den Nabel hin abfallen, so daß die größte Breite des Durchschnittes genau der halben Höhe der Flanken entspricht." Für das vorliegende Exemplar paßt völlig diese Beschreibung. Die Art zeigt im Umriß Ähnlichkeit mit *N. triangularis* d'Orb. Es ist bei obiger Art jedoch nicht zu einer Kielbildung gekommen, die Externseite ist vielmehr scharf gerundet. Sodann laufen hier die am Nabel ein starkes Knie bildenden Loben in breitem Bogen und stark nach vorn gezogen über die Seiten und überschreiten den Externteil in gerader Linie. Die Loben gleich großer Exemplare der beiden Arten sind sodann verschieden weit von einander entfernt; sie liegen bei *N. gosavicus* nicht ganz doppelt so weit wie bei *N. triangularis*. Der bei letzterer Art an der Bauchseite liegende Sipho ist endlich bei ersterer Form völlig extern. Anscheinend waren ziemlich lange Siphonaldüten vorhanden. Nach Redtenbacher liegt bei *N. gosavicus* der Sipho zentral. Dieser Umstand dürfte auf die Zugehörigkeit meines Exemplares zu jener Art keinen Einfluß ausüben, da das dieser Beschreibung zu Grunde liegende Exemplar etwa doppelt so groß ist als das von Redtenbacher, und eine Lagenveränderung des Sipho von der Intern- nach der Externseite bei Zunahme der Umgänge eine ganz bekannte Erscheinung ist.

Maße:

Durchmesser des Gehäuses: . . 19 cm
Naht-Externseite: . . . . . . 13 cm

Höhe der letzten Kammer: . . 7 cm
Größter Querdurchmesser: . . 8 cm
Abstand der stark konvexen
letzten Kammerwände: . . . 18 mm

Die Zugehörigkeit des schmalrückigen *N. sublaevigatus* bei Geinitz, den dieser Autor nach dem Vorgange L. v. Buchs bei *Ceratites nodosus* als die Schale des männlichen Tieres erklärt, scheint mir wahrscheinlich, obgleich in dem Umriß der letzten Windung eine Ungleichheit vorhanden ist.

Das einzige Exemplar sammelte ich am Paschenberge bei Herten. Vielleicht gehört hierhin auch ein verdrücktes Exemplar aus dem Kanaleinschnitt Olfen. Während der Drucklegung fand ich ein weiteres Exemplar auf Zeche Blumenthal.

Nautilus westfalicus Schlüter

Textfigur 20.

1876 *Nautilus westfalicus* Schlüter: Cephalopoden. S. 175, Taf 47, Fig. 1—2.



Fig. 20. *Nautilus westfalicus* Schlüter

Die kielartige Emporwölbung der Außenseite und der fast gerade Verlauf der Septen kennzeichnen die aus dem Kanal-

einschnitt von Olfen herrührenden Exemplare deutlich als zur obigen Art gehörig. Die Dicke der Schale beträgt noch nicht $^1/_4$ mm, sodaß Verdrückung ziemlich häufig eingetreten ist. Vom Nabel strahlen radiale, wenig tiefe Rillen aus, unter denen sich die Kammerwände anheften. Die Rillen fallen nach hinten steil ein, verflachen sich dagegen nach vorn ganz allmählich. Im übrigen ist die Schale völlig glatt. Der bisher nicht bekannte Sipho liegt bei einem Durchmesser der Schale von 13 cm etwas über der Mitte. An einem Exemplar von Dülmen beginnt der Kiel bei einem Durchmesser von 12 cm und verläuft über die 11 letzten Kammern und über die Wohnkammer. Die übrigen Kammern zeigen dagegen eine gerundete Externseite. Das mit einem kräftigen Kiel versehene Originalexemplar Schlüters weist einen Durchmesser von etwa 36 cm auf. Kleinere Exemplare mit Kiel sind mir sehr wenig bekannt geworden. Es bedürfte deshalb einer Feststellung, ob hier Altersstadien des *N. sublaevigatus* vorliegen, oder ob, was mir nach meinen Beobachtungen wahrscheinlicher scheint, hier Übergangsformen des *N. sublaevigatus* zu *N. westfalicus* vorhanden sind. Fritsch fand gleich große Exemplare eines *Nautilus* vom Typus des *sublaevigatus* mit und ohne Kielbildung auf den späteren Umgängen. Er bezeichnete diejenigen Formen, bei denen sich auf den späteren Windungen der Kiel einstellte, als *N. galea.*[1])

Nach der Abbildung Schlüters ist der Verlauf der Loben bei *N. westfalicus* nach dem ziemlich kräftigen Nabelsattel ein ausgezeichnet gerader. Scharf gekielte, mir von Dülmen vorliegende Formen zeigen jedoch, daß neben geradem Verlauf sich auch eine schwache Ausbuchtung der Septen auf der Externseite findet.

Die Art ist mir von Recklinghausen, aus dem Kanaleinschnitt bei Olfen und von der Rauschenburg zwischen Olfen und Datteln bekannt geworden. Schlüter beschrieb dieselbe aus seiner Zone des *Scaphites binodosus* von Dülmen. Die vertikale Verbreitung ist demnach eine größere, die horizontale scheint dagegen sehr gering zu sein, da die Art weder vom Harzrande noch von Schleswig bekannt geworden ist.[2])

Baculites incurvatus Duj.

1876. Schlüter: Cephalopoden. Taf. 39, Fig. 6—7, S. 142.
1884. Moberg: Cephalopoderna. S. 36, Taf. 4, Fig. 2.
1889. Holzapfel: Aachen. S. 64, Taf. 4, Fig. 5—6, Taf. 5, Fig. 10.

Diese leicht kenntliche Art war bisher in Westfalen nur aus

[1]) Studien, S. 23, t. 12, f. 3, t. 15, f. 3 u. 4.
[2]) Vergl. Bemerkung von Fritsch: Studien. 1. S. 161 oben.

dem Emscher bekannt. Ich fand mehrere Bruchstücke derselben auf Zeche Emscher-Lippe und Waldersee in der unteren Granulatenkreide.

Baculites brevicosta Schlüter

1876. Schlüter: Cephalopoden. S. 141, Taf. 39, Fig. 9 u. 10.

Diese dem *B. anceps* nahestehende Form ist charakterisiert durch dicht gestellte, sichelförmig gekrümmte Rippen auf der Dorsalseite. Zu den von Schlüter angegebenen Unterscheidungsmerkmalen von *B. anceps* kommt hinzu, daß die Rippen gedrängter stehen. Ich sammelte verschiedene Stücke in der unteren Granulatenkreide auf der Zeche Emscher-Lippe bei Datteln. Schlüter hatte die Art aus dem Emscher Westfalens bekannt gegeben.

Baculites cf. anceps Lam.

1840 d'Orbigny: Pal. franç. Terr. crét. 1. S. 565, Taf. 139, Fig. 1—7.
1876 Schlüter: Cephalopoden. S. 145, Taf. 40, Fig. 2.

Hosius sammelte ein Baculitenbruchstück im Kanaleinschnitt bei Olfen. Dasselbe ist nicht gut erhalten und fast völlig glatt. Unter sehr günstigen Lichtverhältnissen bemerkt man am hinteren Ende halbmondförmige, dem Rücken genäherte Rippen, wie sie *B. anceps* eigentümlich sind, während das vordere Ende völlig frei davon bleibt. Fußend auf eine Angabe d'Orbignys, daß diese Art glatte und gerippte Formen aufweist, habe ich das einzige Exemplar hierhin gestellt.

Hauericeras pseudogardeni Schlüter

1876. Schlüter: Cephalopoden. S. 54, Taf. 16, Fig. 3—6.

Hierher gehören einige in Umriß und Form völlig mit Schlüters Beschreibung und Abbildung übereinstimmende, skulpturlose Exemplare. Die Art scheint bis in den oberen Emscher-Mergel hinunter zu gehen. Hosius sammelte 2 Exemplare im Kanaleinschnitt Olfen, ich selbst fand diese Art auf Zeche Waltrop, Emscher-Lippe und Graf Waldersee. Von Dülmen liegen in dem Museum zu Münster zahlreiche, sehr gut erhaltene Stücke.

Hauericeras clypeale Schlüter

1871. *Ammonites clypealis* Schlüter: Cephalopoden. S. 51, Taf. 15, Fig. 9—14.
1875. *Haploceras clypeale* Schlüter bei Brauns: Salzberg. S. 342, Taf. 8, Fig. 1—3.
1898. *Ammonites clypealis* Schlüter bei G. Müller: Harzrand. S. 448.

Es liegt mir ein gut bestimmbares Bruchstück vom Olfener

Kanaleinschnitt vor. Zu den von Schlüter angegebenen kommt als weiterer Unterschied der, daß die größte Breite bei *H. clypeale* in der Mitte liegt, während sich die Seiten nach dem Kiel und dem Nabel zu gleichmäßig abdachen. Bei *H. pseudogardeni* bleibt die Breite in der ganzen unteren Hälfte dieselbe.

Diese Art war bisher aus dem westfälischen Senon nicht bekannt. Nach Schlüter ist sie eine im Harz vikarierende Form des *H. pseudogardeni*. Wie Brauns angibt, ist sie im Salzbergmergel sehr häufig.

Hauericeras Buszii nov. sp.

Taf. VIII. Fig. 1 a, b.

H. Buszii ist nahe verwandt mit *H. pseudogardeni* Schlüter; es unterscheidet sich von dieser Art jedoch hauptsächlich durch das Vorhandensein einer Skulptur in Form kleiner Rippen oder Knoten, die sich parallel zur Außenseite unfern derselben hinziehen. Auf den Seitenflächen des besten Exemplares sind drei Hilfsloben erhalten, während ein vierter mit Sicherheit auf der Nabelfläche zu erkennen ist. Doch scheint mir auch hier ein Unterschied insoweit vorhanden zu sein, als die Äste bei dieser Art weniger verzweigt sind, als bei *H. pseudogardeni*. Einschnürungen und darauf folgende Wülste, die sog. Varices, sind auf allen Exemplaren zu bemerken. An einem Exemplar von Olfen waren diese außerordentlich dicht gestellt, so daß auf der 42 cm an der Externkante messenden, letzten Windung nicht weniger als 16 vorhanden waren. Es war ein spitz zulaufender Ventralfortsatz und beiderseits ein breitgerundetes Seitenohr vorhanden. Die Tiefe der zu beiden Seiten der Seitenohren liegender Ausschnitte wechselt bei ein und demselben Individuum bedeutend. So kann der zwischen Seitenohr und Ventralfortsatz liegende Ausschnitt bei einem Varex sehr tief, bei dem zweitfolgenden dagegen schon völlig verschwunden sein.

Diesen Varices laufen nicht nur die Anwachsstreifen, sondern auch die oben als Unterscheidungsmerkmal vom *H. pseudogardeni* erwähnte Skulptur parallel. Diese besteht in Knoten und Rippen, die etwa 1 cm vom Externteil sich längs des Kieles vorfinden. Die knotenartigen Rippen sind neben den Varices nach vorn gezogen; sie sind gewöhnlich 1 cm weit von einander entfernt und erreichen bei einer Länge von 1—1 $^{1}/_{2}$ cm einen Querdurchmesser von 3—4 mm. In seltenen Fällen sind die Rippen länger. Verschiedentlich sind statt der Rippen Knoten vorhanden, die nahe beieinander stehen, so daß auf 1 cm etwa 2 rundliche Knoten kommen. Diese Form scheint jene Varietät zu sein, die Schlüter in seiner Arbeit über *Podocrates* als Varietät des

H. pseudogardeni anführt und als var. *noduta* bezeichnet.

Die Königl. Landesanstalt zu Berlin besitzt ein größeres Bruchstück von Datteln, das Taf. VIII, Fig. 1 abgebildet ist. Das Museum zu Münster bewahrt eine Anzahl Exemplare von Recklinghausen, Olfen und Legden. Ich selbst sammelte die Art außerdem auf Zeche Graf Waldersee bei Henrichenburg unweit Recklinghausen.

Maße:

Durchmesser	25 cm
Höhe der Wohnkammer . . .	7 cm
Breite „ „	3 cm
Naht bis Externkante . . .	11 cm
Länge der Wohnkammer . .	45 cm

d. i. $^3/_4$ des letzten Umganges.

Placenticeras bidorsatum A. Roemer

1841. Roemer: Nordd. Kreide. S. 88, Taf. 13, Fig. 5.
1876. Schlüter: Cephalopoden. S. 51, Taf. 15, Fig. 6—8.
1899. Schlüter: *Podocrates*. S. 411.

Das einzige, mir vom Stimberge bei Oer bekannte Bruchstück zeigt eine doppelte Zuschärfung mit einer dazwischenliegenden, flachen Kanüle am Kiel und unmittelbar dahinter auftretenden, kräftigen Knoten von etwa 5 mm Höhe, die in Abständen von 4 cm auf einander folgen. Schlüter stellt ein von ihm an demselben Fundpunkte gesammeltes Stück ebenfalls zu obiger Art, bezeichnet es aber als *cf. bidorsatus*, indem er es auf eine bei Braunschweig gefundene, geblähte Form bezieht. Das vorliegende Bruchstück ist ein älteres Windungsbruchstück und von obiger Art nicht abzutrennen. Bei Dülmen ist die Art häufiger gefunden.

Crioceras cingulatum Schlüter

Taf. X, Fig. 5.

1876. Schlüter: Cephalopoden. S. 101, Fig. 13—14.
1899. *Hamites* od. *Ancyloceras* bei Schlüter: *Podocrates*. S. 3.

Der Beschreibung Schlüters lag ein Windungsbruchstück von Dülmen zu Grunde. Das mir vorliegende, nicht ganz 5 cm lange Bruchstück von $2^1/_2$ cm Durchmesser ist seitlich etwas comprimiert. Die Rippen sind scharf, der Zwischenraum zwischen den Rippen doppelt so groß als diese selbst. Von den 13 Rippen sind die dritte, neunte und dreizehnte kräftiger entwickelt. Hierdurch unterscheidet sich diese Form von der Schlüters, bei der zwischen den kräftigen Rippen eine bis drei weniger kräftige liegen. Die genau gleiche Ausbildung der Rippen und der Wechsel in der

Zahl der schwächeren Rippen an den Bruchstücken SCHLÜTERS und dem vorliegenden sind zumal in Anbetracht dessen, daß letzteres ein jüngeres Windungsstück ist, (Durchmesser des Originales von SCHLÜTER 17 mm!) hinreichend begründend für die Stellung des Bruchstückes zu obiger Art.

Ancyloceras retrorsum SCHLÜTER

1876. *Ancyloceras retrorsum* SCHLÜTER: Cephalopoden. S. 97, Taf. 30, Fig. 5—10.
1884. ? *Anisoceras (Hamites?) crispatum* MOBERG: Cephalopoderna. S. 82, Taf. 3, Fig. 12a—c.

Die kräftigen, scharfen Rippen stimmen ihrer Zahl und ihrer Ausbildung nach mit obiger Art völlig überein. SCHLÜTER beschrieb dieselbe aus den Quadratenmergeln von Coesfeld und den Mukronatenschichten von Oelde (Orig. Museum zu Münster) und erwähnt außerdem „Windungsbruchstücke von ähnlichem Habitus" aus den grauen Mergeln von Essen und Stoppenberg.

Von den vorliegenden Stücken sammelte ich eines in Haltern, zwei weitere stammen von Osterfeld und Datteln. *A. crispatum* Moberg scheint ein verdrücktes Exemplar dieser Art zu sein.

Ancyloceras bipunctatum SCHLÜTER

1876. SCHLÜTER: Cephalopoden. S. 98, Taf. 29, Fig. 1—3.

Ein stattliches Exemplar dieser Art fand ich auf Zeche Graf Waldersee im oberen Recklingshäuser Mergel.

Ancyloceras Krekeleri nov. sp.

Taf. VIII, Fig. 2.

Es liegt ein 10 cm langes, hakenförmiges Bruckstück vor. Der Querschnitt des nicht verdrückten Steinkernes ist lang elliptisch. Auf der Außenseite findet sich ein wenig hervortretender Kiel. Charakteristisch für diese Art sind die Rippen, die sich nur auf den Seitenflächen finden und dort einen nach vorn offenen Bogen bilden. Es folgen je eine kräftige und weniger starke Rippe in der Weise auf einander, daß die Rippen zweiter Ordnung näher an die nächstfolgende, kräftigere Rippe heranrücken. Diese letzteren stehen 10—11 mm von einander entfernt, während die kleineren Rippen jedesmal in einer Entfernung von 3—4 mm von der nächst jüngeren, kräftigeren verlaufen. Zudem sind die Rippen zweiter Ordnung auf der Mitte der Seitenflächen unterbrochen, bilden jedoch vor der Extern- und Bauchseite lang gezogene, knotenförmige Anschwellungen, die an dem Externkiel stark nach vorn gezogen werden. Zwischen diesen Rippen können sich weitere kleinere auf dem der Externseite zuge-

vandten Teil der Seitenfläche einschieben. Dieselben reichen edoch nicht bis zur Mitte derselben.

Loben sind nicht zu beobachten.

Das einzige Exemplar fand ich im Recklinghäuser Mergel uf Zeche Graf Waldersee bei 3 m Tiefe.

Scaphites binodosus A. Roemer

841. Roemer: Nordd. Kreide. S. 90, Taf. 13, Fig. 6.
860. Hosius: Beiträge S. 310.
871—76. Schlüter: Cephalopoden. S. 79, Taf. 24, Fig. 4—6.

Die fast kreisförmige Form des Gehäuses, die geringe Zunahme der losgelösten Windung und die Verzierungen in Form zweier, durch kräftige Rippen auf den Seiten verbundener Knotenreihen sind charakteristisch für diese Art.

Von ganz besonderem Interesse sind sodann drei Bruchstücke außerordentlich kräftiger Exemplare vom Stimberge bei Oer. Ihre Skulptur stellt sie mit Bestimmtheit zu der obigen Art, nur die Größe ist von den bisher beschriebenen Exemplaren außerordentlich abweichend. Nach Schlüter schwankt die Größe des *Sc. binodosus* zwischen 42 und 85 mm. Das am besten erhaltene, vom Stimberge vorliegende Exemplar faßt mindestens 130 mm. Die Dicke des gestreckten Teiles beträgt 45, die Breite 48 mm. Die außerordentliche Größe dieser drei Stücke, die sämtlich von demselben Fundpunkte der Sandfazies stammen, dürfte sich dadurch erklären, daß diese größeren Schalen nach dem Absterben der Tiere leichter transportfähig waren und so von der küstenferneren Cephalopodenfazies auf die äquivalente Sandfazies verschlagen wurden.

Ein typisches Exemplar fand Hosius im Kanaleinschnitt Olfen.

Scaphites inflatus A. Roemer

841. Roemer: Nordd. Kreide. S. 90, Taf. 14, Fig. 3.
871—76. Schlüter: Cephalopoden. S. 78, Taf. 24, Fig. 1—3.

Das einzige Exemplar stammt aus dem Kanaleinschnitt bei Olfen an der Lippe und stimmt mit der Beschreibung Schlüters gut überein. Beim Beginne der Wohnkammer sind die kräftigen Rippen in zahlreiche, kleine, dichtgedrängte Rippchen aufgelöst, verlaufen jedoch von der Mitte derselben wieder normal. Schon Schlüter beobachtete auf dem Anfange der Wohnkammer verschiedene Unregelmäßigkeiten in der Berippung der Seiten, sodaß die Stellung des Exemplares zu dieser Art nicht fraglich ist.

Scaphites cf. *monasteriensis* SCHLÜTER

1876. SCHLÜTER: Cephalopoden. S. 91, Taf. 27, Fig. 6—7.

Das Wohnkammerbruchstück eines Scaphiten vom Olfener Kanaleinschnitt zeigt gleichmäßige, schwache Rippen auf den Flanken und der Außenseite, von denen sich einige an der mit nahestehenden, schwachen Knoten besetzten Bauchkante gabeln.

Mortoniceras texanum F. ROEMER

1841. F. ROEMER: Kreide v. Texas. S. 31, Taf. 3, Fig. 1.
1876. SCHLÜTER: Cephalopoden. S. 41, Taf. 12, Fig. 1—3.
1888. G. MÜLLER: Harzrand. S. 447.

Die in regelmäßigen Zwischenräumen folgenden fünf Knotenreihen stellen das einzige Exemplar zu obiger Art. Ich sammelte zwei vielleicht zu einem Individium gehörende Bruchstücke am Paschenberge bei Herten.

Belemnitidae.

D'ORBIGNY[1]) trennte in seinem Subgenus *Belemnitella* von den Belemniten jene Formen ab, die sich durch einen Schlitz und zwei Dorsolateraleindrücke auszeichnen. Hierhin stellte er *Belemnitella mucronata*, *B. quadrata* und *B. Scaniae* (= *mammilla'us* NILSS). 1846 wurde sodann durch MILLER von dieser wiederum das Subgenus *Actinocamax* abgetrennt, während der Name *Belemnitella* auf die *Mucronatus*-ähnlichen Formen (*B. mucronata*, *B. Höferi* und *B. praecursor*) beschränkt wurde. Unter *Belemnitella* faßt man jetzt jene Formen zusammen, bei denen eine tiefe, die halbe Länge des Rostrums erreichende Alveole allseitig die Phragmokonhülle unmittelbar berührt, während bei *Actinocamax* der Phragmokon nur zum geringsten Teile von der Scheide direkt umgeben und durch einen meist mit horniger Substanz ausgefüllten Zwischenraum von derselben getrennt sein soll. Als ein weiterer Unterschied wird das kräftig ausgedrückte Gefäßsystem bei *Belemnitella* und die mehr oder minder deutliche Granulation bei *Actinocamax* angegeben.

Im Besitze eines reichhaltigen und teilweise vortrefflich erhaltenen Materiales aus der westfälischen Kreide, das zum größten Teile von mir selbst gesammelt wurde, zum anderen sich in den eingangs erwähnten Museen befand, habe ich die beiden Gattungen einer näheren Untersuchung unterzogen, bei der sich eine große Übereinstimmung wichtiger Eigenschaften herausstellte, bei der es sich insbesondere zeigte, daß die bisher für das größte Charakteristikum gehaltene Eigenschaft der Gattung

---

[1]) Paléontologie française. Terr. crét. **1**. S. 59.

Actinocamax, nämlich das Vorhandensein eines Zwischenraumes zwischen Phragmokon und Alveole, in der Tat nicht vorhanden ist. Doch liegen so viel anderweitige Unterschiede vor, daß eine generische Trennung nach wie vor gerechtfertigt erscheinen dürfte.

Am auffälligsten und am besten bekannt sind die Gefäßeindrücke bei ***Belemnitella mucronata.*** (Taf. VII, Fig. 1) Abbildungen dieser Gefäßeindrücke finden sich in vielen Spezialwerken und in alten paläontologischen Lehrbüchern; ihr Verlauf ist jedoch nirgends richtig wieder gegeben und soll deshalb in folgendem ausführlich geschildert werden.

In den beiden dorsolateralen Eindrücken verläuft je ein Paar Furchen. Diese beginnen am Alveolarende, sind jedoch gewöhnlich so schlecht auf der vorderen Hälfte des Rostrums erhalten, daß sie meistens nicht beobachtet wurden. Sie bilden 2 breitgerundete und durch eine schwache Emporwölbung getrennte Kanäle. Einige kleinere Furchen, die eine Verbindung zwischen den beiden großen Hauptkanälen herbeiführen, gehen über diese Emporwölbung hinweg.

Die undeutlich ausgeprägten Furchen des vorderen Rostrums gehen kurz vor der Mukro unter Abzweigung größerer Rillen nach oben und unten ziemlich unvermittelt in scharf ausgeprägte Furchen über. Diese verschmälern sich und verschwinden, nachdem andere sich rutenförmig dorsal und ventral abgezweigt haben, etwa 1/2 cm vor der Mukro.

Von diesen Dorsolateralfurchen geht nun dorsal und ventral eine Reihe weiterer Kanäle ab. Während bei den von ZITTEL und insbesondere von STEINMANN gegebenen Abbildungen die Gefäßeindrücke so dargestellt sind, als ob sie in unregelmäßiger Weise ventralwärts von den Dorsolateralfurchen verliefen, konnte ich bei allen von mir untersuchten Exemplaren — es lagen mir etwa zweihundert vor —, so weit der Erhaltungszustand es gestattete, folgenden Verlauf feststellen. In einer Entfernung von etwa 5—6 cm vor der Mukro geht eine größere Furche, die in folgendem Lateralfurche genannt ist, von der Dorsolateralfurche ab. Sie verläuft zunächst etwa 4 mm in der Peripherie des Rostrums, oder manchmal, so am abgebildeten Exemplare (Taf. VII) etwas der Alveole zugewandt, wendet sich dann in rechtem oder spitzem Winkel der Mukro zu und verläuft dann fast parallel der Dorsolateralfurche. Vor der Abzweigung dieser ersten Seitenfurche lösen sich in einem Abstande von je 9—14 mm fast eben so große Kanäle von den Dorsolateralfurchen ab, biegen in derselben Weise um und verschmelzen mit der nächst älteren Lateralfurche an der Umbiegungsstelle derselben. Außerdem sieht man bei den besten Exemplaren in einem Abstande von 1/2—3/4 cm größere

Kanäle von den Dorsolateralfurchen abgehen, die über die Lateralfurchen hinwegsetzen. Von beiden, von den Dorsolateral- und den von diesen abgehenden Seitenfurchen, zweigen weitere zahlreiche Kanälchen ab. Die vor der Lateralfurche sich von der unteren Dorsolateralfurche ablösenden, kleineren Eindrücke durchqueren teilweise deutlich die Lateralfurche und setzen, sich wenig verzweigend, ventralwärts noch eine Strecke fort. Weit kräftiger als diese sind dagegen jene Kanäle, die von den Lateralfurchen ausgehen und nun an den Bauchseiten, insbesondere unter der Alveole sich vielfach verästeln und verzweigen. Zu beiden Seiten des Schlitzes ist die Verzweigung eine so rege, daß längliche oder vielzackige Hervorragungen stehen bleiben. Diese höckerartigen Gebilde Granulen zu nennen, scheint mir nicht angebracht, da sie von den Granulen bei *Actinocamax*, auf deren Ausbildungsweise man dieses Wort am besten beschränkt, manche Unterschiede zeigen. Auf der Bauchseite erlangen die Kanäle eine außerordentliche Feinheit und scheinen in winzigen Rillen mit den von der anderen Seite kommenden, größeren Kanälen zu kommunizieren. Zuweilen sind die Höcker auch an den Seiten der Kanäle in fast peripherische Reihen gestellt, die ihrerseits wieder durch axiale Anastomosen unterbrochen sind

Die typische, feinkörnige Granulation findet sich bei *Belemnitella* ebenfalls, ist jedoch stets nur auf wenige Punkte der Bauchseite beschränkt. Die Entstehung dieser typischen Granulation geht folgendermaßen vor sich. Seit langem ist eine axiale Streifung der dorsalen und ventralen Seite der Belemnitenscheide bekannt, die nach den vorliegenden Exemplaren entweder lange Streifen bilden und dann durch gewöhnlich ebenso breite Rillen getrennt sind, oder aus mehr oder weniger breiten, unregelmäßigen Striemen bestehen, zwischen denen dann narbenartige Vertiefungen liegen. Griepenkerl wies auf die Ähnlichkeit dieser Streifung mit der an den Knochen der Säugetiere, Vögel u. s. w. hin und erklärte sie, wie diese, durch die Anheftung der Bindegewebstränge entstanden. Auf den Teilen des Rostrums nun, auf welchen diese axiale Streifung kräftiger hervortritt, verursachen die von den Lateralfurchen herkommenden Kanälchen eine Zerlegung der Axialstreifen in feine Granulen, fast in derselben Weise, wie sie an *Actinocamax* wahrgenommen werden. Die Bedeutung dieser Beobachtung für die Beurteilung der Granulation bei der Gattung *Actinocamax* wird in folgendem gezeigt werden.

Einen anomalen Verlauf der Kanäle beobachtete ich an einem Exemplare. An dem Alveolarende des Rostrums verlaufen hier die Gefäße in einer Rille, um sich dann in drei parallel zu einander gestellte zu teilen. Die Lage der einzelnen zu einander

ist dann so, daß die Lateralfurche den beiden Dorsolateralfurchen gleichgestellt und gleichzeitig mit der oberen derselben in ein höheres Niveau gebracht ist.

Von den oberen Dorsolateralfurchen treten auf das keulenförmig emporgepreßte Dorsalfeld anscheinend wenig oder garnicht verzweigte Kanäle über, die auf den fast immer kräftig entwickelten Axialstreifen nur geringe Differenzierungen hervorrufen, indem sie stellenweise eine rautenförmige Schraffur bewirken.

Die Ursache dieser Furchenbildung ist offenbar nur in dem Laufe strangförmiger, sich verästender innerer Organe zu suchen. Genau eben solche Bildungen sind seit langem aus der Osteologie der Wirbeltiere bekannt, wo immer Blutgefäße den Grund zur Furchenbildung abgeben. Mit der Annahme, daß auch hier Blutgefäße vorliegen, wird man um so weniger fehlgehen, als Nerven wegen der dorsalen Lage der Rillen kaum in Frage kommen.

Daß die Kanalbildung der Rostren Blutgefäßen ihren Ursprung verdankt, sprach Quenstedt zuerst 1852 in seiner Petrefaktenkunde (S. 395) aus. „Sehr merkwürdig sind auf der Außenseite gewisse aderartig verlaufende Eindrücke, die von den Seitenlinien ausgehen, und die man vielleicht mit Recht als Eindrücke von Gefäßen ansieht.“ Diese einfache Erklärung ist jedoch nicht allgemein angenommen worden. So führt Schlüter in seinen „Cephalopoden“ das Wort „Gefäßeindrücke“ stets in Anführungszeichen an, wodurch er offenbar seinen Zweifel an der bestehenden Deutung kund tun will.

Es waren mithin bei *Belemnitella* auf jeder Körperseite zwei Hauptblutgefäßstämme vorhanden, von denen größere Seitengefäße abgingen, während die Dorsolateral- und Lateralgefäße größere und kleinere Blutgefäße ventralwärts entsandten, die sich kräftig verzweigten und (?) mit den gegenüberliegenden verbunden waren. Von den Dorsolateralgefäßen war das obere das kräftigste, aus dem einzelne, wenig verzweigte Gefäße bis zur Mitte des Dorsalfeldes und andere zu der unteren Dorsolateralfurche verliefen.

Die Skulptur bei *Actinocamax*. Der Gefäßverlauf der *Belemnitella mucronata* findet sich der Hauptsache nach auch bei der Gattung *Actinocamax* wieder. Schlüter gibt folgende Beschreibung:

„Am Alveolarende pressen zwei breite, sich allmählich verjüngende und dann in zwei Furchen, den sogen. Dorsolateralfurchen, auslaufende Eindrücke, welche an manchen Exemplaren einige Gefäßabdrücke abzweigen, die Rückseite in fast keulen-

förmiger Form hervor."[1])

Diese nur am Mukroende wahrgenommenen Dorsolateralfurchen verlaufen aber auch schon in dem erwähnten Eindruck vom Alveolarrande ab, getrennt von einander durch eine kleine Emporwölbung, andererseits auch wieder verbunden durch kleinere Kanäle, die über diese Emporwölbung hinweggehen. Nach der Spitze zu gehen von dem Punkte an, wo die Dorsolateralfurchen schärfer ausgeprägt sind, unter spitzem Winkel rutenförmig einige größere Kanäle dorsal- und ventralwärts ab. Die erste Lateralfurche biegt hier in derselben Entfernung, wie bei *Belemnitella*. d. h. etwa 5 cm von der Mukro entfernt ab und zeigt genau denselben Verlauf wie dort.

Erst in der Ausbildung der weiteren Kanäle tritt ein Unterschied zwischen beiden Gattungen ein. Die Kanäle bilden hier schmale, aber dicht nebeneinanderliegende Rillen, die sowohl von den Dorsolateralfurchen als auch insbesondere von den Lateralfurchen zur Ventralseite sich hinziehen. Von den Lateralfurchen sieht man in jeweiligem Abstande von ca. 3/4 cm etwa fünf bündelweise auftretende Komplexe von größeren, sich verzweigenden Rillen abgehen, d. h. also genau an jenen Stellen, wo bei *Belemnitella* je ein größerer Kanal sich vorfand. Die Vermutung drängt sich auf, daß diese hier durch den Zerfall größerer Gefäße entstanden sind.

Es liegt demnach die überraschende Erscheinung vor, daß bei der Gattung *Actinocamax* im allgemeinen derselbe Verlauf der Kanäle bezw. Gefäße wie bei *Belemnitella* zu beobachten ist; daß auch hier zwei größere Dorsolateralgefäße in regelmäßigen Abständen Lateralfurchen bezw. Gefäße entsenden und daß der Verlauf der übrigen, großen Gefäße mit denen von *Belemnitella* völlig übereinstimmt. Aber während bei letzterer nur eine Verästelung und Verzweigung größerer Gefäße vorliegt, ist bei *Actinocamax* ein Zerfall der übrigen Gefäße in feine Äderchen eingetreten, die wie ein zartes Gewebe das Rostrum umschlingen.

Mit dem Verlauf der Blutgefäße hängt die typische *Actinocamax*-Granulation aufs engste zusammen. Diese wird umso kräftiger, aus je jüngeren Schichten der *Actinocamax* stammt; sie erreicht ihre schönste Ausbildung an den allerjüngsten Exemplaren aus den oberen Quadratenschichten von Legden. Es ist also eine Eigenschaft, die sich im Laufe der geologischen Zeit gesteigert hat.

---

[1]) Belemmiten der Insel Bornholm. Diese Zeitschr. 1874.

Die Konstatierung des ursprünglichen Fehlens jeglicher Granulation bei *Actinocamax* ist jedoch mit großen Schwierigkeiten verbunden, da durch Abrollung, Verwitterung und besonders bei Exemplaren aus alten Sammlungen durch Abschaben des anhaftenden Gesteines die ursprüngliche Skulptur verloren gegangen ist. Ich habe an sämtlichen selbst aufgesuchten *Actinocamax*-Arten eine Granulation beobachten können. Stolley hat[1]) die Beobachtung gemacht, daß Exemplare des *Act. westfalicus* aus dem unteren Emscher im allgemeinen ungranuliert, die aus dem jüngeren dagegen granuliert sind. Leider liegt mir aus dem westfälischem Emscher wenig gutes Material vor, dagegen habe ich bei den Nachkommen des *Act. westfalicus* eine deutliche Zunahme der Granulation entsprechend dem Alter der Schichten wahrnehmen können.

Granulation eines *Actinocamax granulatus-westfalicus* vom Paschenberg bei Herten. Auf der Bauchseite herrscht axiale Streifung vor, dazwischen liegen unregelmäßige Rillen. Die Streifen selbst sind in dem mittleren Teile des Rostrums schwach granuliert, während an den beiden Enden keine Granulation eintritt. Auf der Dorsalseite zeigt sich folgendes Bild. Am Alveolarende sind die Bindegewebstreifen in der Nähe des Alveolenendes prachtvoll als scharfe, gerundete Striemen ausgebildet, die den drei- bis vierfachen Raum zwischen sich lassen. In der Rostrummitte finden sich dagegen auf einer Länge von 3 cm zahlreiche Granulen, an denen eine axiale Stellung gewöhnlich, aber nicht immer wahrzunehmen ist. Längs größerer Gefäße sind die Granulen dagegen stets reihenförmig aufgestellt. 2 cm von der Mukro entfernt, tritt unregelmäßige Streifung ein, und eine Granulation ist hier nicht mehr wahrzunehmen.

Granulation bei *Actinocamax granulatus-quadratus.* (Taf. VII, Fig. 2.) Bei dieser Form sind die sehr zahlreichen Granulen deutlich von dem Verlaufe der Gefäße beeinflußt. Auf der Rückenseite kommt dieses allerdings noch sehr wenig zum Ausdruck. Dagegen sind die Granulen zwischen Dorsolateral- und Lateralfurchen völlig von Gefäßen beeinflußt, die von den Dorsolateralfurchen abgehen. Schlüter bemerkt, daß er eine Granulation nie in den Dorsolateralfurchen wahrgenommen habe. Zwischen den Dorsolateralfurchen habe ich dieselbe häufig beobachtet, sehr selten dagegen in den Dorsolateralfurchen selbst. Bei den jüngeren Formen ist also die Erscheinung zu beobachten, daß die bei *Act. granulatus-westfalicus* im allgemeinen axial gestellten, in geringer

[1]) a. a. O.

Anzahl vorhandenen Granulen hier zahlreich auftreten und lokal deutlich peripherische Anordnung erlangen. Diese Erscheinungen finden ihre vollkommenste Ausbildung bei Stücken aus der Quadratenkreide. Die Granulation des stark emporgepreßten, dorsalen Teiles ist außerordentlich fein und dicht, ganz von dem Aussehen, wie SCHLÜTER sie darstellt. Sie sind deutlich parallel zu den Hauptgefäßeindrücken gestellt und beginnen an den Dorsolateralfurchen häufig mit einer stärker ausgebildeten Granule. Zwischen den großen Granulen stellt sich eine Anzahl sehr feiner Granulen ein, von denen etwa 3 bis 10 zwischen den größeren Granulen stehen. Erst in der Mitte des Rückens ist die Stellung der Granulen regellos oder nur sehr wenig axial angeordnet. Der mittlere Teil des Dorsolateralfeldes ist mit axial gestellten Granulenreihen dicht besetzt. Die Granulen sind hier nicht ganz so kräftig wie jene erster Ordnung auf dem Rücken ausgebildet. An einem Exemplare waren Gefäß- und Dorsolateraleindrücke von Granulen völlig unterbrochen. Die Seiten und die unteren Flächen sind längs der feinen Gefäßeindrücke mit zahlreichen Granulen dicht bedeckt. Nach diesen und den bei *Bel. mucronata* gemachten Beobachtungen kann es wohl keinem Zweifel unterliegen, daß die Granulenbildung auf die Zerlegung der Bindegewebstreifung durch die Blutgefäße und deren Anastomosen hervorgerufen wird. Mit der Vertiefung der Aveole geht die Vermehrung der Granulen und die Stellung derselben zu den Gefäßen Hand in Hand; und es ist durchaus nicht schwierig, ebenso wie an der Tiefe der Aveole auch an der Skulptur der Bruchstücke zu bestimmen, ob ein *Actinocamax* der jüngeren oder älteren Ablagerungen vorliegt.

Schlitz. Nach STOLLEY[1]) besitzen die Exemplare der unteren Granulatenkreide oft gar keinen Schlitz, bisweilen eine kleine Einkerbung oder eine Fissur bis zu 3,5 mm Länge, selten eine längere. An den Stücken der oberen Granulatenkreide fehlt nach demselben Autor der Schlitz fast nie, schwankt vielmehr zwischen 2—12 mm Länge und ist im Durchschnitt etwa 7 mm lang. Bei Braunschweig fehlt er bei großen Exemplaren oft gänzlich. Das völlige Fehlen eines Schlitzes beobachtete ich bei *Actinocamax granulatus* nur zweimal, das Vorhandensein einer Kerbe selten; gewöhnlich war ein Schlitz von etwa 2 mm Länge vorhanden. Von fünfzig typischen *Act. granulatus* von Hervest-Dorsten besaßen ca. 4/5 einen Schlitz und nur etwa 10 Exemplare eine Kerbe. Bei *Act. quadratus, granulatus* war eine Kerbe eben

[1]) Belemniten. S. 283.

falls nur einmal vorhanden. Die Länge des Schlitzes betrug hier immer 7 mm.

Phragmokon. Nach SCHLÜTER „berührt der Phragmokon nur in dem unteren Teile die Alveole, d. h. da, wo dieselbe noch rund ist, von jener Stelle ab jedoch, wo sie sich unter größerem Winkel erweitert, nicht mehr." Bekanntlich hat die Alveole des *Act. granulatus* und *Act. quadratus* im hinteren Drittel einen runden, in dem vorderen Teile einen ausgesprochen vierseitigen Umriß. Die Rundung hält etwa bis zur vierzehnten Kammer an, von da ab tritt alsdann der erwähnte vierseitige Umriß ein. Die von SCHLÜTER erwähnte Zwischenlagerung zwischen Phragmokon- und Alveolenwandung müßte demnach bei der vierzehnten Kammer etwa einsetzen.

Zur Untersuchung dieser Verhältnisse lag mir eine Anzahl sehr gut erhaltener Belemniten von Legden, also aus den obersten Quadratenschichten vor, die ich dort bei Anlage der Chaussee Legden-Osterwick sammelte. Sie wurden teilweise in der Schlitzrichtung aufgesprengt; außerdem stellte ich eine Anzahl in axialer und vertikaler Richtung durch die Scheide gelegter Dünnschliffe her.

Der Umriß der Kammern folgt dem der Alveole: im hinteren Drittel sind sie wie diese rund, im vorderen Teile ebenfalls vierseitig. Über den Schlitz springt eine schmale, leistenartige Verdickung in die Schlitzöffnung hinein und ragt aus dem Niveau der Konothek etwa um ein $^1/_4$ mm vor. Die Konothek ist außerordentlich zart, verdickt sich aber ein wenig in den ventralen und dorsolateralen Teilen und zeigt hier dünne Lamellenstruktur.

Der Mitteilung SCHLÜTERS, daß zwischen Alveolenwandung und Konothek sich andere Substanzen einlagern, können, wie mir scheint, zwei Beobachtungen zu Grunde liegen, falls nicht als Hauptbelegstück ein abnormes Exemplar vorgelegen haben sollte. Für die eine derselben deutet SCHLÜTER selbst wenige Zeilen vorher, in denen er von der Dehnbarkeit der Phragmokonhülle spricht, an, daß nämlich „sämtliche vorliegende Exemplare zusammengedrückt sind, nicht allein, soweit sie aus der Alveole hervortreten, sondern auch innerhalb derselben und zwar fast, aber nicht völlig so weit, wie die unregelmäßige Erweiterung sich nach innen erstreckt" (Cephalopoden S. 198).

Diese Loslösung des Phragmokons von der Alveolenwandung ist offenbar nur eine Folge der Zusammendrückung des aus der Alveole hervorragenden Teiles. Bei sorgsamem Herauspräparieren des Gesteines aus wenig verdrückten Alveolen ist stellenweise der unmittelbare Ansatz des aus der Alveole hervorragenden Phragmokons kurz hinter dem Alveolenrande deutlich zu beobachten.

Bei stärkerer Verdrückung jedoch ist die Loslösung des Phragmokons natürlich eine entsprechend größere; sie entspricht aber stets der Richtung des Druckes. Senkrecht zu derselben liegt der Phragmokon überall der Alveolenwandung unmittelbar an. Andererseits sind manchmal die den Phragmokon unmittelbar umgebenden Schichten des Rostrums verwittert. Es hat sich dann ein Hohlkegel um den Phragmokon gebildet, in dem sich eine Eisenverbindung mit den Resten der verwitterten Scheide zu einer mulmigen roten Masse vereinigt vorfindet. In einem Falle fand Schlüter in dem Zwischenraum eine „hornartige Substanz." Mir hat etwas derartiges nicht vorgelegen, dagegen fand ich eine rotbraun gefärbte Kalkspatmasse, die wohl den Eindruck einer hornartigen Substanz hervorrufen kann. In einem Falle sah ich eine blaugrüne, mulmige Masse den Zwischenraum ausfüllen. Aber daß auch dieses auf Fremdkörper zurückzuführen ist und nur eine sekundäre Bildung sein kann, zeigte sich an einem weiteren Stücke, dessen phragmokonlose Alveole ganz und gar mit dieser Masse ausgefüllt war.

Das Ergebnis meiner Beobachtungen ist demnach folgendes: Der Phragmokon des typischen *Actinocamax quadratus* ist keineswegs durch eine hornige etc. Masse ursprünglich von der Wandung der Alveole getrennt gewesen; er liegt derselben vielmehr unmittelbar an. Etwaige Zwischenräume zwischen Konothek und Rostrum sind lediglich sekundärer Natur; sie sind sicher, wie ihre wechselnde Lage zeigt, nur entstanden durch die Lösung der Konothek von der Alveolenwandung bei der Verdrückung des aus der Alveole hervorragenden Teiles des Phragmokons. Wie der Phragmokon bald lateral, bald dorsoventral zusammengedrückt ist, so zeigt auch der in der Alveole sitzende Teil des Phragmokons eine Lösung der Konothek von dem Rostrum in entsprechender Richtung.

Verzierung des Phragmokons. Eine Phragmokonverzierung ist nur von Jura-Belemniten und neuerdings auch durch Moberg von *Belemnitella mucronata* beschrieben worden. Bruchstücke einer solchen bei *Actinocamax* sind durch Schlüter bei Darstellung des Phragmokons mit abgebildet worden.

Das obige, vorzügliche Material gestattet nun eine völlige Mitteilung derselben. Außerdem hatte ich Gelegenheit, sie an einem typischen *Actinocamax granulatus* festzustellen. Dieselbe ist bei beiden die gleiche, sodaß man diese Verzierung wohl als charakteristisch für die ganze Gattung *Actinocamax* betrachten darf. Wie bei dem jurassischen *Bel. compressus*, ist auch hier die Verzierung dorsal und ventral verschieden von einander ausgebildet.

Die Verzierung ist sowohl auf dem gerundeten, hinteren ls auch auf dem vorderen, vierseitigen Teil vollkommen gleich usgebildet. Da der letztere Umriß bei weitem vorherrscht, egen vier Felder vor, zwei obere und zwei untere. Letztere esitzen eine axiale Streifung, die aus je zwölf verhältnismäßig reit gerundeten, aber nur wenig markierten Streifen besteht, wischen denen wenig breite, scharfe Rillen liegen. Von diesen treifen sind der erste, vierte, siebente und zwölfte kräftiger ntwickelt. Die beiden Dorsalfelder sind senkrecht zu der vorgenden Verzierung gestreift, indem die Rippen auf jedem derelben in einem nach hinten offenen Bogen verlaufen. Diese treifen sind zu Bündeln vereinigt, d. h. sie bilden Gruppen, ei denen die inneren Streifen jedesmal etwas höher gelegen ind, als die äußeren.

Die beiden Dorsalfelder sind außerdem ausgezeichnet durch ahlreiche, schief nach hinten gestellte, narbenförmige Verefungen. Verursacht sind diese durch nach dem Innern der lveole gerichtete dornartige Gebilde der Alveolenwandung, die ald vereinzelt, bald gruppenweise in die Konothek und zwar nsbesondere in die Mitte der beiden Dorsalfelder eingreifen. uf der Oberseite zählte ich bei einem Exemplar ungefähr 30 uf einem Dorsalfeld, während ich sie auf der Ventralseite nur ei wenigen Exemplaren und auch hier ganz vereinzelt antraf. n einem Stücke von Klein-Reken ist der Alveolenrand mit inem zwei- bis dreifachen dichten Kranz von Widerhaken beetzt. Der Verlauf der Verzierung des Dorsalfeldes wird manchal durch diese Vorsprünge ein wenig alteriert. Diese letzteren nden sich am häufigsten bei *Act. quadratus*, weniger häufig ei *Act. granulatus*. Auch an *Act. mammillatus* Nilss. ist iese Erscheinung zu beobachten.

Es ergibt sich also, daß bei *Actinocamax* die Konothekverzierung auf der Dorsalseite in zweifachen, ach vorn konvexen Bogen verläuft, ihr gegenüber auf er Ventralseite aus einer verschieden stark ausebildeten axialen Streifung besteht.

Die Skulptur des aus der Alveole hervorragenden 'hragmokons ist nicht mehr zu beobachten. An einem sehr ut erhaltenen Exemplare lag ein Bruchstück einer ungefähr 3 mm roßen Schale, die deutliche Granulation wie das Rostrum eigt. Daß hier ein Bruchstück der aus der Alveole hervoragenden Phragmokonwandung vorliegt, ist umso wahrscheinlicher, ls ein Stück eines aus der Alveole hervorragenden Phragmokons n der Ventralseite die Andeutung derselben Verzierung aufweist.

Actinocamax granulatus Blv.

Es bleibt mir noch übrig, im folgenden die Fundpunkte dieser Art anzugeben.

Actinocamax westfalicus-granulatus

liegt vor von Herten (Paschenberg), Gemen, Kirchhellen, Werne (bei Kolon Beiske aus 6 m Tiefe). Ochtrup.

Actinocamax granulatus typ.

liegt von Recklinghausen, Suderwich, Olfen, Lippramsdorf, Klein-Reken, Dorsten, Grütlohn, Stadtlohn (Twiehus), Ochtrup (Weiner-Esch), Selm, Hamm und Beckum vor.

Actinocamax quadratus-granulatus

fand sich bei Klein-Reken, Raesfeld-Borken, Ahaus, Wettringen, Darfeld, Altenberge, Selm, Telgte, Beckum.

Actinocamax verus Miller

1871—76. Schlüter: Cephalopoden. S. 191, Taf. 52.

Die Art ist zuletzt von Schlüter eingehend beschrieben, sie ist sowohl im oberen Emscher, als auch in der Granulatenkreide vertreten. Bather erwähnt sie aus dem Recklinghäuser Mergel. Ich fand nur ein Exemplar auf Zeche Graf Waldersee.

Arthropoda.

Scalpellum maximum Marsson

1880. Marsson: Cirripeden und Ostracoden Rügens. S. 6, Taf. 1, Fig. 2.
1891. Stolley: Schleswig. S. 229.

Selten bei Kirchhellen, Sinsen, Raesfeld, Waltrop und Westerholt, häufig bei Ahaus.

Calianassa Faujasi Desm.

1862. Schlüter: Dekapoden. S. 716.
1900. Sturm: Kieslingswalde. S. 57.

Schon Schlüter bemerkt, daß an den *Calianassa*-Resten von Haltern, Dülmen u. s. w. alle wesentlichen Merkmale der *Calianassa Faujasi* zu finden sind.

Häufig bei Recklinghausen, Sinsen, Lembeck, Klein-Reken, Heiden, Raesfeld und Haltern.

Vertebrata.

Acrodus sp.

Ein zur Artbestimmung ungeeignetes Zahnbruchstück gehört der obigen Gattung an.

Seler-Esch bei Burgsteinfurt.

Odontaspis raphiodon Ag.

1843. Agassiz: Poissons fossiles. 3. S. 296, Taf. 37a, Fig. 11—16.
1845. Reuss: Böhm. Kreide. S. 7, Taf. 3, Fig. 34—44, Taf. 7, Fig. 15, *syn. plicatella* Reuss.
1872. Geinitz: Elbtal. 1. Taf. 65, Fig. 9—11.

Die Innenseite dieser S förmig gebogenen, pfriemenförmigen Zähnchen ist mit zahlreichen, feinen, von der Mittellinie ein wenig divergierenden Fältchen bedeckt, die gewöhnlich drei Viertel derselben bedecken und vor einer dem glatten Rande vorgelagerten Furche aufhören. Die größten derartigen Exemplare messen 18 mm. Bei größeren Exemplaren ist die Streifung in der beschriebenen Weise nur eben angedeutet. Die Falten werden vielmehr kurz und verschwinden schließlich völlig. Derartige, ganz glatte Formen sind durch alle Übergänge mit den typisch verzierten verbunden.

Häufig bei Ochtrup.

Otodus appendiculatus. Ag.

1843. Agassiz: Poissons fossiles. 3. S. 270, Taf. 32, Fig. 1—25.
1845. Reuss: Böhm. Kreide. S. 5, Taf. 3, Fig. 23—29.
1875. Geinitz: Elbtal. 2. S. 208, Taf. 38, Fig. 37—54.

In Grütlohn bei Borken und Flamsche bei Coesfeld wurden von Hosius eine Anzahl von Exemplaren gesammelt. Vielleicht sind hierzu auch mehrere verletzte Zahnstücke von Ochtrup zu stellen.

Oxyrhina Mantelli Ag.

1843. Agassiz: Poissons fossiles. 3. S. 280, Taf. 33, Fig. 1—9.
1845. Reuss: Böhm. Kreide. S. 5, Taf. 3, Fig. 1—6.
1875. Geinitz: Elbtal. 2. S. 207, Taf. 38, Fig. 1—21.

Hierher stelle ich eine Anzahl der Basis beraubter Zahnstücke. Die Form derselben ist spitz zungenförmig, die Spitze gerundet. Reste der Basis deuten auf eine größere Länge derselben hin. Die innere Fläche ist mehr oder minder kräftig, die äußere weniger gewölbt und mit Längsfältchen an der Basis und zwei mehr oder weniger stark ausgeprägten, längeren Randfurchen ausgestattet.

Ich fand die Art bei Ochtrup, besonders in den unteren Schichten. Lembeck?

Corax heterodon Reuss

1843. *Corax falcatus* Agassiz: Poissons fossiles. 3. S. 226, Taf. 26, Fig. 14, Taf. 26a, Fig. 1—15.
1845. „ *heterodon* Reuss: Böhm. Kreide S. 3, Taf. 3, Fig. 49—71.
1872. „ „ bei Geinitz: Elbtal. 1. S. 210, Taf. 40, Fig. 2—15.

Die vorliegenden Stücke stimmen mit *C. falcatus* Ag., ins-

[1]) Naturwissenschaft. Verein für Neuvorpommern und Rügen.

besondere mit der Abbildung desselben auf Taf. 26, Fig. 4 und etwa Fig. 3 bei GEINITZ überein. Doch stellen nach den von REUSS gegebenen Ausführungen *C. pristodontus, Kaupii, falcatus, appendiculatus* und *affinis* verschiedene Formen eines Gebisses dar.

Die im oberen Pläner Böhmens häufige Art ist bisher nur bei Ochtrup gefunden und dort selten.

Ptychodus latissimus AG.

1843. AGASSIZ: Poissons fossiles. **3**. S. 157, Taf. 25 u. 25 b.
1845. REUSS: Böhm. Kreide. S. 1, Taf. 2, Fig. 2, Fig. 5—8.
1875. GEINITZ: Elbtal. **2**. Taf. 40, Fig. 16—22.

Die Vorderseite des kräftig gewölbten Zahnes steigt gleichmäßig zur Zahnmitte an, während auf der senkrecht abfallenden Hinterseite sich ein schwacher, konkaver Eindruck bemerkbar macht. Auf der Wölbung liegen sechs unregelmäßige Querfalten, zwischen denen sich in der Mitte Granulen oder Fältchen einschieben.

Grütlohn bei Borken.

Plakoidenwirbel.

Ein Wirbel von Grütlohn bei Borken zeigt elliptischen Querschnitt (5 und 6 mm Durchmesser, Höhe $4^1/_2$ mm). Der Umfang ist am Rande etwas verdickt und trägt mehrere, durch breite Längsrippen getrennte Rillen. Das vorliegende Stück hat große Ähnlichkeit mit dem von GEINITZ[1]) beschriebenen Exemplare.

Koprolithen.

1845. *Megapoma Mantelli* bei REUSS: Böhm. Kreide. **1**. S. 11, Taf. 4, Fig. 68—80 u. V, Fig. 1—6.
1875. GEINITZ: Elbtal. **2**. Taf. 40, Fig. 39—45.

Beim Bau des Dortmund-Ems-Kanales wurde südlich von Olfen eine Anzahl sehr gut erhaltener Koprolithen gefunden, welche den von Sachsen und Böhmen beschriebenen völlig gleichen. Der größte Durchmesser liegt am oberen Ende, über dem nach oben zu ein stumpfer Kegel den Abschluß bildet, während nach unten ein allmähliches Abflachen stattfindet. Das untere Ende ist gerundet, die Oberfläche des oberen Teiles mit dichten Spiralringen besetzt, die manchmal schuppenartig ausgebildet sind. Die Masse der Koprolithen besteht aus einer einheitlich grau gefärbten Substanz und einer glänzend braunen, die sehr dünn und in die erste eingefaltet ist. Eine Vermutung über die Stellung dieser Koprolithen ist nicht auszusprechen. Außer Selachierzähnen bei Ochtrup wurden keine Wirbeltierreste gefunden.

Olfen, Emscher-Lippe, Ochtrup.

---

[1]) Elbtal **2**. S. 217, t. 43, t. 27.

le Verteilung der Versteinerungen auf die einzelnen Horizonte.

	Untere Granulatenkreide.			Obere Granulatenkreide. 4	
	Zone des *Inoc. cardissoides.* 1.	Zone des *Uintacrinus westfalicus.* 2.	Zone des *Marsupites ornatus.* 3.	Fazies von Haltern. a.	Fazies von Dülmen. b.
1. *larsupites ornatus* Miller			+		
2. *intacrinus westfalicus* Schlüter . .		+			
3. *ourgueticrinus ellipticus* d'Orb. . .		+	+		+
4. " *Listeri* Geinitz . .		+			
5. *entacrinus carinatus* Roem. . .		+			
6. cf. *nodulosus* Roem. . .			+		
7. *tellaster Coombii* Forbes		+	?		
8. *euglopleurus pusillus* Roem. . . .		+			
9. *assidulus lapis cancri* Lam. . . .				+	
. *ygorhynchus rostratus* Roem. . . .				+	
1. *ardiaster jugatus* Schlüter		+	+	+	
2. *icraster recklinghausenensis* Schlüter		+	+		
3. *rpula gordialis* Schloth.		+	+	+	
4. " *arcuata* Münst.		+			
. " *ampullacea* Sow.		+	+		
. " *filiformis* Sow.		+	+		
. " cf. *tortrix* Goldf. . . .			+	+	
. " *cincta* Goldf.			+		
. " *planorbis* Geinitz			+		
. " *carinata* n. sp.		+	+		
. *hynchonella plicatilis* Sow. . . .		+	+	+	+
. " *vespertilio* Brocchi . .		+			
. *erebratulina chrysalis* Schloth. . .		+	+		+
. *ingena lima* Defr.		+			
. *agas Davidsoni* Bosquett . . .		+			
. *inna quadrangularis* Goldf.			+	+	
. " *cretacea* Schloth.		+			+
. *oceramus Haenleini* G. Müller . .			+		
. " *lobatus* Münster . . .		?	+	+	+
. " *nusutus* n. sp.			+		+

	Untere Granulatenkreide.			Obere Gran… latenkr…	
	Zone des *Inoc. cardissoides.* 1.	Zone des *Uintacrinus westfalicus* 2.	Zone des *Marsupites ornatus.* 3.	Fazies von Haltern. 4. a.	b. Dülmen…
31. *Inoceramus lingua* Goldf.			+	+	+
32. „ *cardissoides* Goldf.	+				
33. „ *subcardissoides* Schlüter	+				
34. „ *Brancoi* n. sp.		+			
35. „ *Cripsi* Mant.					+
36. „ *regularis* d'Orb.		+			
37. „ *cycloides* n. sp.	+	+	+	+	+
38. *Lima canalifera* Goldf.			+	+	+
39. „ *ramosa* n. sp.				+	
40. „ *semisulcata* Nilss.			+		
41. *Pecten quadricostatus* Sow.			+	+	+
42. „ *muricatus* Goldf.			+	+	+
43. „ *Faujasi* Defr.			+		
44. „ *septemplicatus* Nilss.			+		
45. „ *cretosus* Defr.			+		
46. „ *virgatus* Nilss.			+	+	+
47. „ cf. *spatulatus* Roemer			+		
48. „ *dentatus* Nilss.			+		
49. *Spondylus spinosus* Sow.		+	+		
50. „ *lamellatus* Nills.			+		
51. *Cyclostreon Nilssoni* Hag.			+		
52. *Anomia lamellosa* Roemer			+		
53. „ *subtruncata* d'Orb.			+		
54. *Ostrea semiplana* Sow.	+		+	+	+
55. „ *armata* Goldf.			+	+	+
56. „ *diluviana* Linné			+		+
57. „ *Merceyi* Coqu.			+		+
58. „ cf. *ungulata* Schloth.		+	+		+
59. „ *Goldfussi* Holzapfel			+		+
60. „ cf. *striatula* Eichwald			+		
61. „ *conirostris* Münst.		+	+		
62. *Gryphaea vesicularis* Lam.	+	+	+	+	+
63. *Exogyra lateralis* Nilss.	+	+	+		+

	Untere Granulatenkreide			Obere Granulatenkreide	
	Zone des *Inoc. cardissoides*	Zone des *Uintacrinus westfalicus*	Zone des *Marsupites ornatus.*	4 Fazies von Haltern.	Fazies von Dülmen.
	1.	2.	3.	a.	b.
cogyra haliotoidea Sow.		+	+	+	
„ *laciniata* Nilss.			+	+	+
„ *plicifera* Duj.	+	+	+	+	+
ytilus? Alisonis n. sp.				+	
„ *eduliformis* Roem.				+	
ptifer tegulatus J. Müller			+		
odiola capitata Zittel			+	+	
ucullaea subglabra d'Orb.		+	+	+	+
„ *Matheroniana* d'Orb.			+		+
igonia alata Schloth.			+	+	+
„ *vaalsiensis* J. Böhm.			+	+	+
ama costata Roem.			+	+	
„ *multicostata* n. sp.			+		
„ *bifrons* Griepenkerl				+	+
idiolites Mülleri n. sp.		+	+		
actra angulata Sow.			+	+	
miomya designata Goldf.			+		+
nopaea tricypha n. sp.			+		+
ycimeris gurgitis Brongn.				+	+
oladomya nodulifera Münst.			+	+	
iqua sinuosa G. Müller.			+		
aera caudauta Nilss.			+		
redo voracissima J. Müller			+	+	
narginula longiscissa n. sp.			+		
eurotomaria granulifera Münst.					+
„ *regalis* Roemer	+		+		
„ *plana* Münst.			+		
lphinula tricarinata Roemer				+	
ochus Ryckholti J. Müller			+		
„ *polonicus* Favre	+		+		
rodes acutimargo Roemer		?			+
ilaria decorata Roemer			+		
rritella sexlineata Roemer			+	+	

	Untere Granulatenkreide.			Obere Gr… latenkr…	
	Zone des *Inoc. cardissoides.* 1.	Zone des *Uintacrinus westfalicus.* 2.	Zone des *Marsupites ornatus.* 3.	4. a. Fazies von Haltern.	b. Dülmen…
97. *Turritella multilineata* J. MÜLLER .			+		
98. *Aporrhais Bodei* G. MÜLLER . . .	+				
99. *Tudicla Monheimi* J. MÜLLER . .				+	
100. *Volutilithes subsemiplicata* D'ORB. .	+				+
101. *Nautilus sublaevigatus* D'ORB. . .	+	+	+		+
102. „ *gosavicus* REDTENB. . .			+		[illegible]
103. „ *westfalicus* SCHLÜTER . .		+	+		+
104. *Baculites incurvatus* DUJ. . . .	+	+			
105. „ *brevicosta* SCHLÜTER . .	+				
106. „ cf. *anceps* LAM.					+
107. *Hauericeras pseudogardeni* SCHLÜTER	+		+		+
108. „ *clypeale* SCHLÜTER . .					+
109. „ *Buszii* n. sp.		+			+
110. *Placenticeras bidorsatum* ROEMER .				+	+
111. *Crioceras cingulatum* SCHLÜTER . .					+
112. *Ancyloceras retrorsum* SCHLÜTER .			+		
113. „ *bipunctatum* SCHLÜTER .			+		
114. „ *Krekeleri* n. sp. . . .			+		
115. *Scaphites binodosus* ROEMER . . .				+	+
116. „ *inflatus* ROEMER					+
117. „ cf. *monasteriensis* SCHLÜTER					+
118. *Mortoniceras texanum* ROEMER . .			+		
119. *Actinocamax granulatus* BLV. . .	+	+	+		+
120. „ *verus* MILLER . . .		+	+		
121. *Scalpellum maximum* MARSSON . .		+	+		
122. *Calianassa Faujasi* SOW.		+	+	+	+
123. *Acrodus* sp. ?		+			
124. *Odontaspis raphiodon* AG.		+			
125. *Otodus appendiculatus* AG. . . .		+			
126. *Oxyrhina Mantelli* AG.		+	?		
127. *Corax heterodon* REUSS.		+			
128. *Ptychodus latissimus* AG.		+			

Es sind demnach in der westfälischen Granulatenkreide unter .usschluß der früher in der unmittelbaren Umgebung von Dülmen nd von Coesfeld gefundenen Versteinerungen 128 Arten nachewiesen und zwar 12 Echinodermen, 8 Würmer, 5 Terebrateln, 1 Lamellibranchiaten, 14 Gastropoden, 20 Cephalopoden, 2 Arthrooden und 6 Vertebraten.

Die meisten derselben fanden sich im *Marsupites*-Horizont 36), die wenigsten (16) in der Zone des *Inoc. cardissoides.* och ist diese Erscheinung auf die wenigen nur periodischen ufschlüsse in letzterer bedingt. Von den 66 Fossilien der eren Granulatenkreide sind 22 den beiden Fazies gemeinsam. eider war es nicht möglich, die Dülmener- (bes. Dimyarier) auna vollständig wiederzugeben, hauptsächlich aus Mangel an zum ergleich unumgänglich notwendiger Schalenexemplare, sodann ıch wegen des großen von Dülmen vorliegenden Materiales, ıs in den verschiedensten Museen zerstreut ist, und dessen earbeitung den Rahmen der beabsichtigten Arbeit bei weitem erschritten hätte. Die Fauna soll in einem zweiten Teile geeben werden.

Sodann mußten aus den Sanden von Haltern eine Anıhl Versteinerungen als unbestimmbar zurückgestellt werden, eren Zugehörigkeit zu den Gattungen *Cardium*, *Pectunculus*, *ucula* u. s. w. zwar festgestellt werden konnte, deren Aufhrung aber völlig zwecklos gewesen wäre.

Literatur.

GASSIZ: Recherches sur les poissons fossiles. **3.** 1843.
.TH: Geognostisch-paläontologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg. Haidingers Naturwiss. Abhandl. **3.** Wien. 1850.
ATHER: On *Uintacrinus.* A morphological study. 1896.
.: The search for *Uintacrinus* in England and Westfalia. Geol. Magazine. **33.** 1896. S. 445.
ECKS: Geognostische Bemerkungen über das Münsterland. Karstens Archiv. **8.** S. 275.
EYRICH: Bericht über die von Overweg auf der Reise von Tripoli nach Murzok und von Murzok nach Ghat gefundenen Versteinerungen. Monatsbericht Verhandl. Ges. f. Erdkunde Berlin. **9.** 1852. S. 154.
HM: Der Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna. Verhandl. Naturhist. Ver. Bonn. 1885. **22.** S. 1.
– Die Kreidebildungen des Fürberges und Sulzberges bei Siegsdorf in Oberbayern. Palaeontographica **38.**
AUNS: Die senonen Mergel des Salzberges bei Quedlinburg. Zeitschr. gesamt. Naturwiss. **46.** 1875. S. 325.

Browne: The cretaceous Rocks of Britain. 3. The Upper chalk. Mem. United Kingdom. London 1904.
Coquand: Monographie du genre *Ostrea*. Terrain crétacé. Marseille. 1869.
Dechen: Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn. 1884.
Desor: Synopsis des Echinides fossiles. Paris. 1858.
Eichwald: Lethaea rossica ou Paléontologie de la Russie. 2. 1865—68.
Ewald: Rudisten am nördlichen Harzrande. Kgl. Akad. d. Wiss. Berlin. 1856.
Favre: Description des Mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg. Genève. 1869.
Frech: Die Versteinerungen der untersenonen Thonlager zwischen Suderode und Quedlinburg. Diese Zeitschr. 1887. S. 141.
Fritsch: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. Archiv d. Naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. Prag. 1877 bis 1901.
Fritsch und Schlönbach: Cephalopoden der böhmischen Kreideformation. Prag. 1872.
Geinitz: Die Versteinerungen von Kieslingswalde. Dresden. 1848.
—: Die Inoceramen der sächsischen Kreideformation. N. Jahrb. f. Min. 1844. S. 148.
—: Das Elbtalgebirge in Sachsen. Palaeontographica. **20**. 1872—75.
Goldfuss: Petrefacta Germaniae. 1826—44.
Griepenkerl: Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogtum Braunschweig. 1899. Palaeont. Abhandl. 4.
Hagenow: Monographie der Kreideversteinerungen Rügens. N. Jahrb. f. Min. 1842. S. 528.
v. Hanstein: Die Brachiopoden der Oberen Kreide von Ciply. Bonn. 1879.
Holzapfel: Die Mollusken der Aachener Kreide. Palaeontographica. **34**. **35**. 1887—89.
Hosius: Beiträge zur Geognosie Westfalens. Diese Zeitschr. 12. 1860, und Verhandl. Naturhist. Ver. Bonn. **17**. 1860.
Kner: Die Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und seiner Umgebung. Haidingers Naturwiss. Abhandl. 3. Wien 1850.
—: Neue Beiträge zur Kenntnis d. Kreideversteinerungen von Ostgalizien. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Math.-Nat. Klasse. Wien. 1852.
Kunth: Über die Kreidemulde von Lähn. Diese Zeitschr. **15**. 1863.
Lundgren: Rudister i kritformationen i Sverige. Acta Universitatis Lundensis. 1869.
Meek: A Report of the Invertebrate Cretaceous and Tertiary. Washington. 1876.
Middelschulte: Über die Deckgebirgsschichten des Ruhrkohlenbeckens und deren Wasserführung. Zeitschr. für Berg-, Hütten- und Salinenwesen. Berlin 1902. S. 320.
Moberg: Cephalopoderna i. Sveriges Kritsystem. Stockholm. 1884.
Müller, G.: Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1887.
—: Das Diluvium im Bereiche des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. Ebenda. 1896.
—: Bemerkungen zur Gliederung des Senon am nördlichen Harzrande. Ebenda. 1897 S. 36.
—: Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. **25**.

Müller, G.: Gliederung der Actinocamaxkreide im nordwestlichen Deutschland. Diese Zeitschr. **52**. 1900. Verhandl. S. 39.
d'Orbigny: Paléontologie française. Terrains crétacés. **1—6**.
Quenstedt: Petrefaktenkunde Deutschlands. a. Die Echiniden. 1875. b. Die Asteriden und Encriniden.
Ravn: Molluskerne i. Dannmarks Kridtaflagringer. I. Lamellibranchiata. K. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter. Naturw. math. afdel. **11**. 2. Kopenhagen.
Redtenbacher: Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten. Abhandl. k. k. geol. R.-A. **5**.
Reuss: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart. 1845.
Roemer, F. A.: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. Hannover. 1841.
—: Die Quadratenkreide des Sudmerberges bei Goslar. Palaeontographica. **13**. 1865.
Roemer, Ferd.: Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. Bonn. 1852.
—: Die Kreidebildungen Westfalens. Verhandl. Naturhist. Ver. Bonn 1854 u. Diese Zeitschr. 1854.
Schlönbach: Beiträge zur Paläontologie der Jura- und Kreide formation im nordwestlichen Deutschland. Palaeontographica **13**. 1865, 1866.
—: Über einen Belemniten aus der alpinen Kreide von Grünbach. Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. Wien. 1867. S. 589.
—: Über die Brachiopoden der norddeutschen Cenomanbildungen. Geognostisch-paläontolog. Beiträge. **1**. München. 1867.
—: Über die norddeutschen Galeriten-Schichten und ihre Brachiopoden-Fauna. Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. **57**. Wien. 1868.
—: Die Brachiopoden der böhmischen Kreide. Ebenda. 1868.
Schlüter: Geognostische Aphorismen aus Westfalen. Verhandl. Naturhist. Ver. Bonn 1860. **17**.
—: Bericht über eine geognostisch paläontologische Reise im südlichen Schweden. N. Jahrb. f. Min. 1870.
—: Die Spongitarienbänke der oberen Quadraten und unteren Mukronatenschichten des Münsterlandes. 1872.
—: Über *Pygorhynchus rostratus* A. Römer u. s. w. Sitz.-Ber. Naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen. 1873. S. 53.
—: Der Emschermergel. Diese Zeitschr. **26**. 1874. S. 775.
—: Über einige jurassische Crustaceentypen in der oberen Kreide. Verhandl. Naturhist. Vereins. Bonn. **31**. S. 41.
—: Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontographica. 1871—76.
—: Die Gattung *Inoceramus*. Ebenda. 1877.
—: Über einige astylide Crinoiden. Diese Zeitschr. 1878. S. 28.
—: Fossile Echinodermen des nördlichen Deutschlands. Verhandl. Naturhist. Vereins. Bonn. 1869. **26**. Verhandl. S. 225.
—: Verbreitung der regulären Echiniden. Diese Zeitschr. 1891. S. 236.
—: *Podocrates* im Senon von Braunschweig. Ebenda. 1899. S. 409.
Sowerby: Mineral-Conchologie Großbritaniens. Deutsch v. Desor u. Agassiz. Solothurn. 1842—44.
Stolley: Die Kreide Schleswig-Holsteins. Mitteil. Min. Institut Universität Kiel. **1**. 1891.

Stolley: Zur Gliederung des Senon am Harzrande. Archiv für Anthropol. u. Geol. Schleswig-Holsteins. **3.** S. 33.

—: Einige Bemerkungen über die obere Kreide insbesondere von Lüneburg und Lägerdorf. Ebenda. **1.** 1896. S. 39.

—: Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon sowie die dasselbe charakterisierenden Belemniten. Ebenda **2.** 1897.

Strombeck: Über die Kreide am Zeltberge. Diese Zeitschr. 1863. **15.** S. 97.

Sturm: Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1900.

Vogel: Beiträge zur Kenntnis der holländischen Kreide. Leiden. 1895.

Williger: Die Löwenberger Kreidemulde. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1881.

Wollemann: Die Fauna der Lüneburger Kreide. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. **37.** 1902.

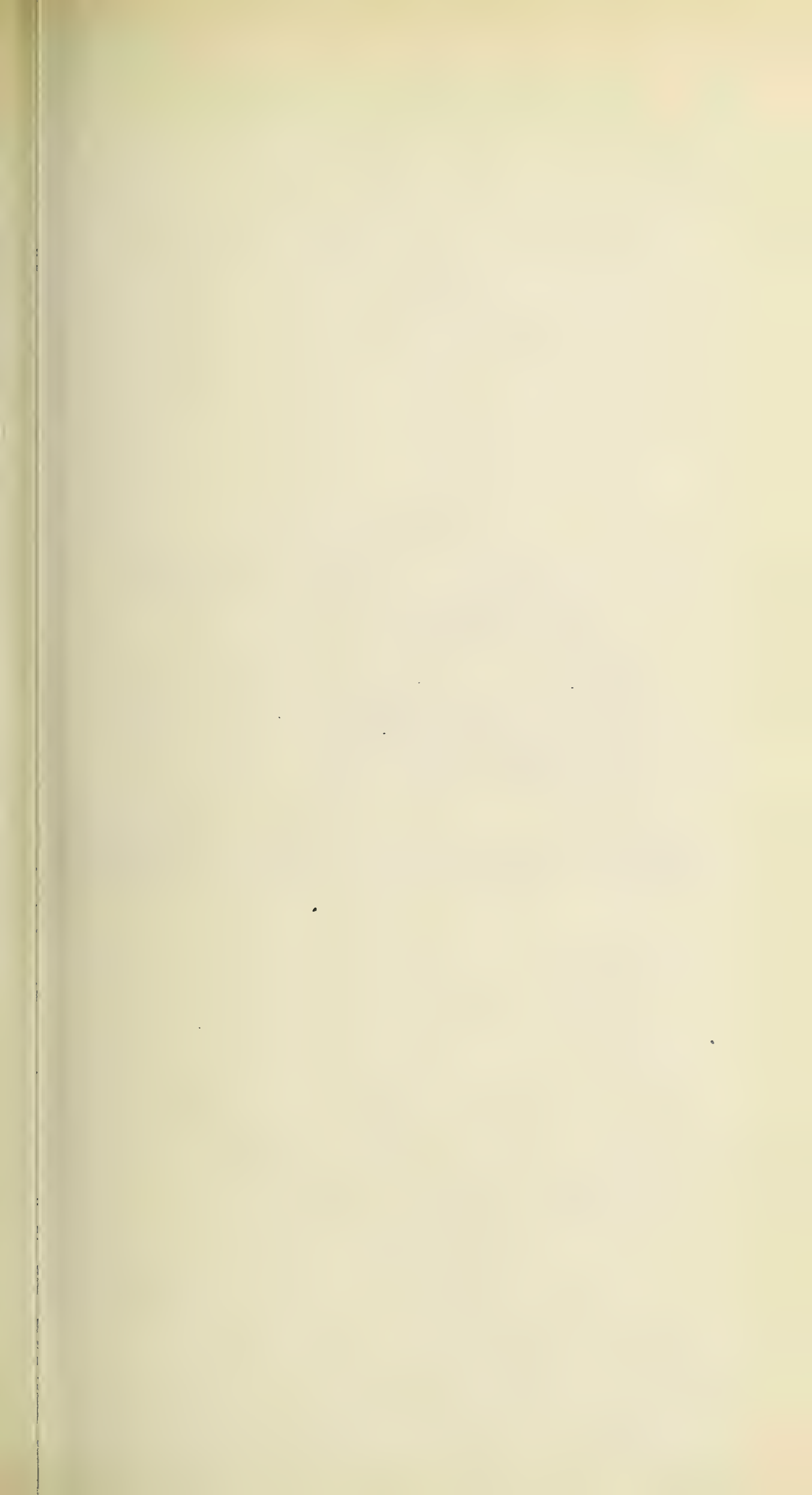
—: Die Fauna des Untersenon von Querum bei Braunschweig. Centralblatt f. Min. 1904. **2.**

Woods: A monograph of the cretaceous Lamellibranchiata of England. Palaeontographical Society. London 1899—1903.

Zittel: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordwestlichen Alpen. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. **24.** 1865 u. **25.** 66.

—: Handbuch der Paläontologie. 1876—93.

—: Grundzüge der Paläontologie. München. 2. Aufl. 1903.



Erklärung der Tafel VII.

Fig. 1 a—c. *Belemnitella mucronata* Schloth. Münster. 1 : 1.
a. Dorsal-, b. Seiten-, c. Ventralansicht. S. 213.
Münster, Kiesekampsmühle.

Fig. 2 a—c. *Actinocamax quadratus* Blv. 1 : 1.
a. Dorsal-, b. Seiten-, c. Ventralansicht. S. 217.
Legden.

Fig. 3. *Inoceramus cycloides* Wegner. S. 162.
Zeche Blumenthal V. 45 m Tiefe.

Fig. 4 a, b. *Micraster recklinghausenensis* Schlüt. 1 : 1. S. 150.
Eisenbahneinschnitt Recklinghausen.

Fig. 5 a, b. *Anomia subtruncata* d'Orb. 1 : 1. S. 177.
Dorsten.

Die Originale zu Fig. 1—3 und 5 befinden sich in der Universitätssammlung zu Münster, das zu Fig. 4 im Museum für Naturkunde zu Berlin.

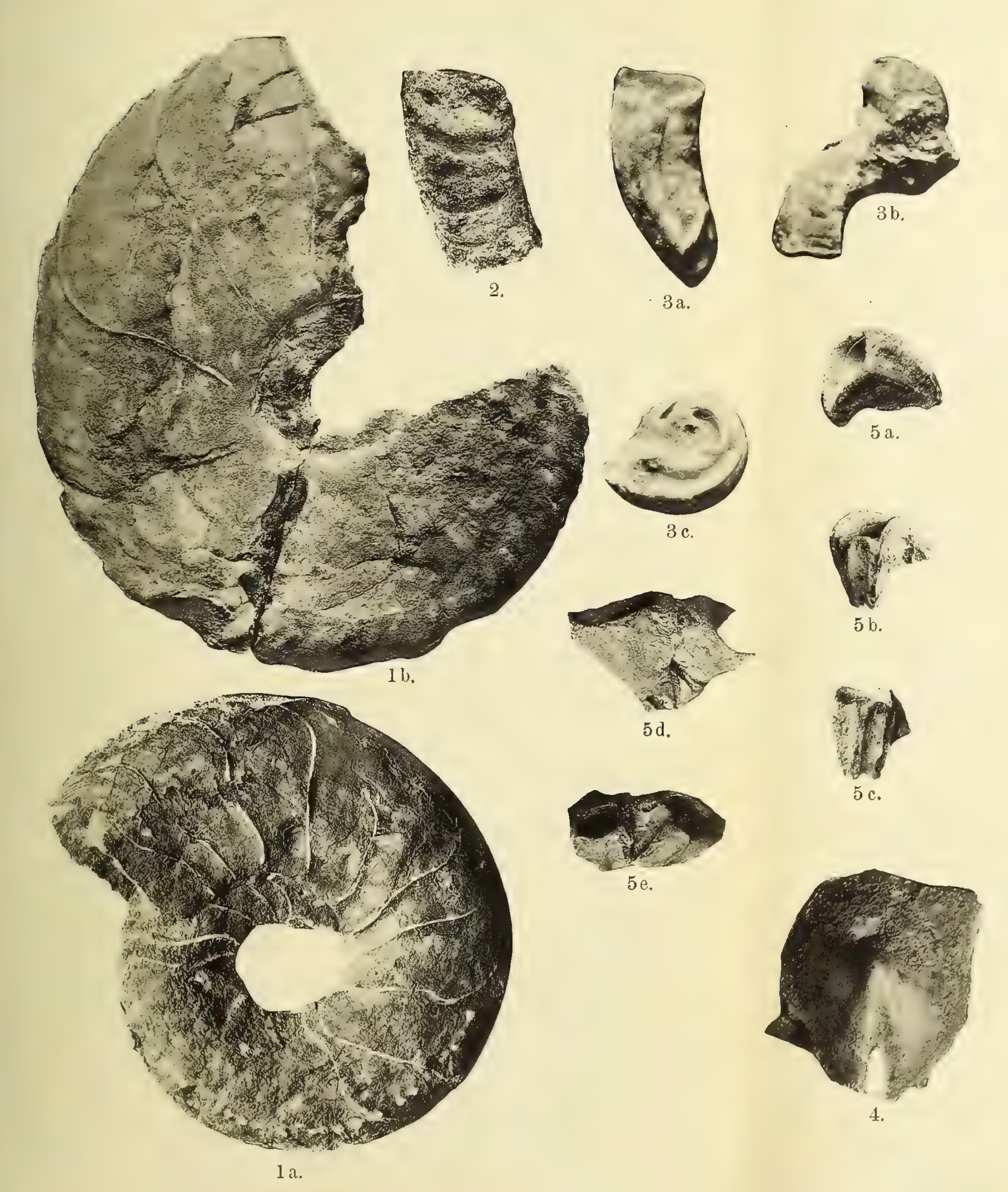


Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Erklärung der Tafel VIII.

Fig. 1 a, b. *Hauericeras Buszii* WEGNER. S. 208.
Fig. 1 a. *H. Buszii* WEGNER var. *nodosa* WEGNER. Recklinghausen.
Fig. 1 b. *H. Buszii* WEGNER var. *costata* WEGNER. Datteln.
Fig. 2. *Ancyloceras Krekeleri* WEGNER. Nat. Gr. S. 210.
Zeche Graf Waldersee.
Fig. 3 a—c. *Serpula carinata* WEGNER. 3 : 1. S. 198.
Klein Reken bei Haltern.
Fig. 4. *Emarginula longiscissa* WEGNER. 1 : 1. S. 198.
Annaberg b. Haltern.
Fig. 5 a—g. *Radiolites Mülleri* WEGNER. 1 : 1. S. 193.
Gemen bei Borken.

Die Originale zu Fig. 1 a, 3 u. 5 befinden sich in Münster, zu Fig. 1 b im Geologischen Landesmuseum zu Berlin und zu Fig. 2 im Museum für Naturkunde in Berlin.



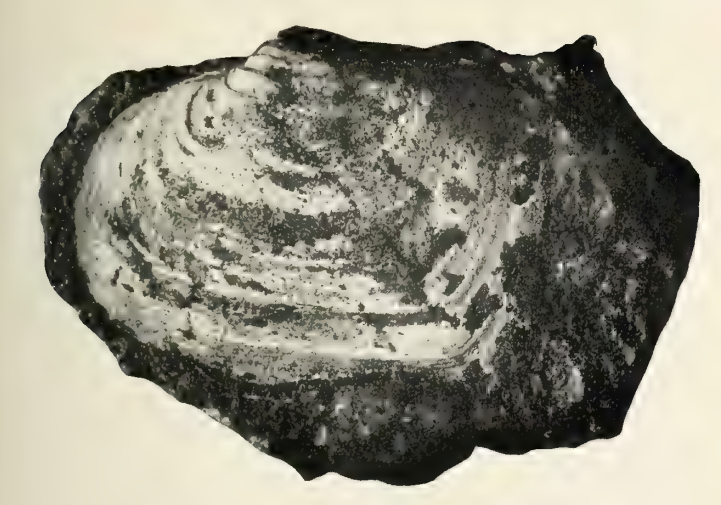
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Erklärung der Tafel IX.

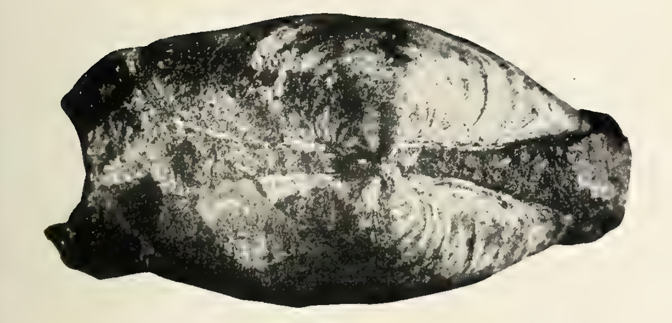
Fig. 1 a, b. *Panopaea tricypha* WEGNER. 1 : 1. S. 19(
a. Linke Klappe von der Seite, b. von oben.
Bergbossendorf.

Fig. 2. *Teredo voracissima* J. MÜLLER sp. 1 : 2. Konkretion mit zahlreichen Steinkernen derselben. S. 19
Haltern (Annaberg).

Das Original zu Fig. 1 befindet sich im Museum für Naturkun(zu Berlin, dasjenige zu Fig. 2 in Münster.



1 a.



1 b.



2.

J. F. Starcke, Berlin W.





Erklärung der Tafel X.

Fig. 1. *Inoceramus lobatus* MÜNSTER. 1 : 3. S. 164.
Haltern.

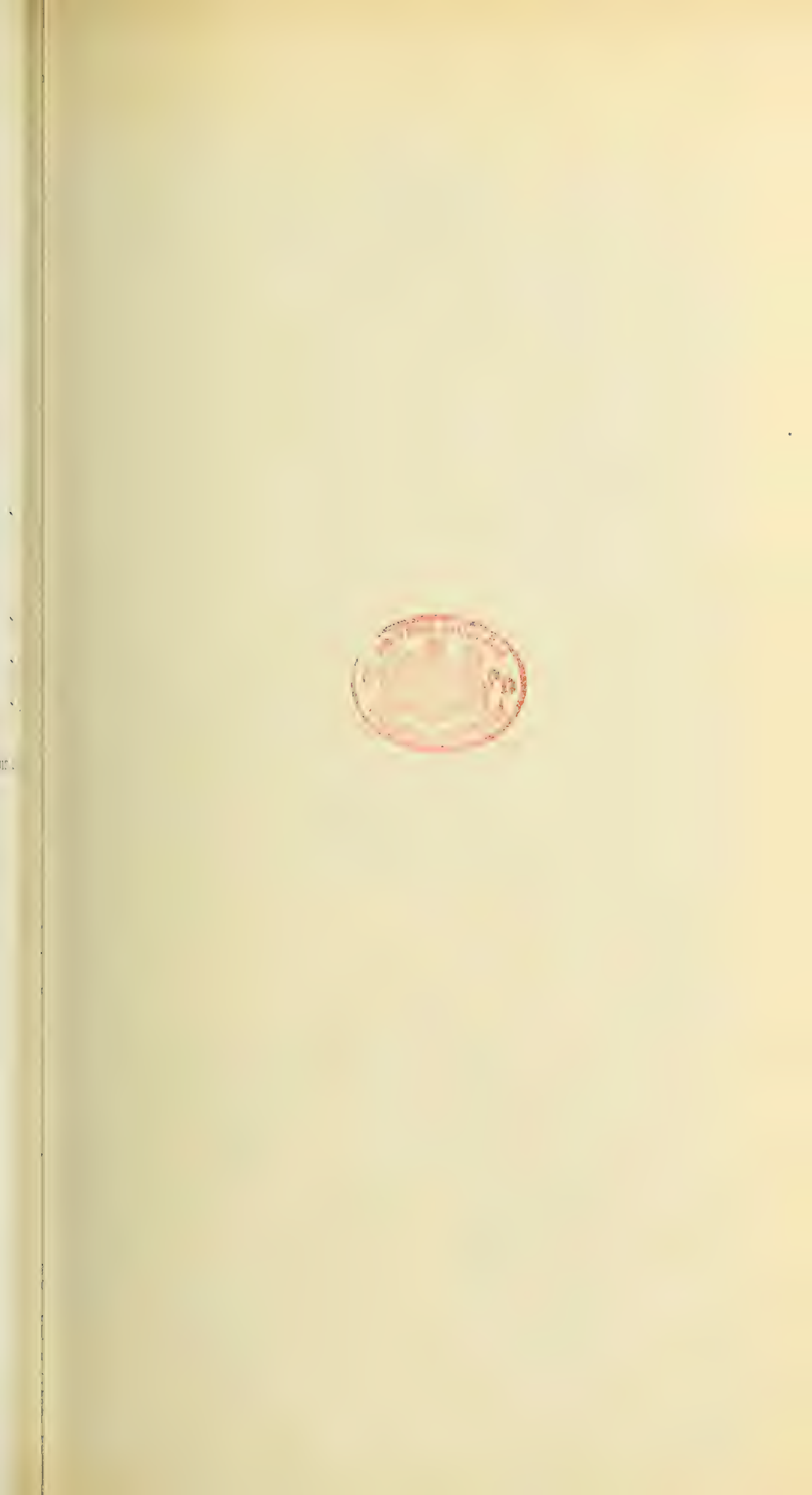
Fig. 2. *Inoceramus lobatus* MÜNSTER. 1 : 1. Schloßrand-Abguß.
Stimberg b. Oer.

Fig. 3. *Inoceramus nasutus* WEGNER. 1 : 2 S. 167.
Dülmen.

Fig. 4. *Nautilus sublaevigatus* D'ORB. 1 : 1. S. 202.
Zeche Emscher Lippe.

Fig. 5. *Crioceras cingulatum* SCHLÜTER. 1 : 1. S. 209.
Olfen.

Die Originale zu Fig. 2 u. 4 befinden sich im Museum für Naturkunde zu Berlin, diejenigen zu Fig. 1, 3 u. 5 in Münster.



1.



2

3.



4.



5.

J. F. Starcke, Berlin W



». Neue Beiträge zur Kenntnis der devonischen Fauna Argentiniens.

Von Herrn Ivor Thomas in Glanamman (Wales).

Hierzu Taf. XI—XIV u. 3 Textfig.

Die Fossilien, welche dieser Arbeit zu Grunde liegen, sind or einigen Jahren von Herrn Professor Bodenbender in 'ordoba gesammelt und der Göttinger Universität überwiesen 'orden. Herr Professor von Koenen sandte sie zur Unteruchung an Herrn Professor Kayser, der sie seinerseits mir zur 'issenschaftlichen Bearbeitung anvertraute.

Ehe ich zur Hauptaufgabe meiner Arbeit, der ausführlichen 'eschreibung der fraglichen Fossilien übergehe, möchte ich hier inen kurzen Überblick über die bisherigen, das Devon Südmerikas betreffenden Arbeiten geben.

Unsere bis jetzt noch immer ziemlich ungenügende Kenntnis ɜs Devons von Süd-Amerika geht bis in die vierziger Jahre ɜs vorigen Jahrhunderts zurück und beruht überhaupt auf den 'lgenden Arbeiten:

'42. d'Orbigny: Voyage dans l'Amérique méridionale. Paris.

'46. Morris u. Sharpe: Description of 8 Species of Brachiopodous shells from the Palaeozoic rocks of the Falkland Islands. Quart. Journ. Geol. Soc. London **2**. S. 274.

'61. Salter: On Fossils from the High Andes collected by David Forbes. Ebenda **17**. S. 62.

'73. Hartt: Recent Explorations in the valley of the Amazonas, Journ. American Geogr. Soc. New York **3**.

'74 u. 1875. Hartt u. Rathbun: Die Beschreibung des während der Morganschen Untersuchungsreisen gesammelten Materials.

1874. Bull. Buffalo Soc. Nat. Sci. **1**.

1875. Annals New York Lyceum Nat. History **11**.

78. Rathbun: Die Beschreibung der auf der Expedition des Jahres 1876 gesammelten Brachiopoden. Proceed. Boston Soc. Nat. History **20**.

79. Derby: Geological Relations of the Devonian of lower Amazonas. Proceed. American Philos. Soc. **18**.

79. —: Archivos Museu Nac. Rio Janeiro.

85. Brackebusch: Mapa Geológica de la Republica Argentina.

88. Derby: Mitteilung eines Briefes von Herrn A. Derby. N. Jahrb. f. Min. **2**. S. 173.

1890. J. M. Clarke: As Trilobitas do Gres de Ereré e Maecur Arch. Mus. Nac. Rio Janeiro **9**.

Derby: Nota sobre a Geologia et Palaeontologia de Mat Grosso. Ebenda. S. 59—88.

1892. A. Ulrich: Palaeozoische Versteinerungen aus Bolivien. Be träge zur Geologie und Paläontologie von Süd-Amerik herausgegeben von Dr. Gustav Steinmann. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. **8**.

1893. L. v. Ammon: Die von Herrn Professor Dr. P. Vogel ge sammelten devonischen Versteinerungen von Lagoinha i Mato Grosso (Brasilien). Zeitschr. Ges. f. Erdkund Berlin **28**.

1896. Bodenbender: Beobachtungen über Devon und Gondwan Schichten in der argentinischen Republik. Die Zeitschr. **48**.

1897. J. Valentin: Bosquejo Geológico de la Argentina. Buen Ayres.

1897. Kayser: Beiträge zur Kenntnis einiger palaeozoischen Faun Süd-Amerikas. Diese Zeitschr. **49**.

1897. Katzer: Das Amazonas - Devon und seine Beziehungen den anderen Devon-Gebieten der Erde. Sitz.-Ber. K böhm. Ges. Wiss. Math.-Naturw. Cl. Nr. XLVI.

1898. Siemiradzki: Geologische Reisebeobachtungen in Sü Brasilien. Sitz.-Ber. k. Akademie. Math.-Naturw. C Wien **107**. I.

1899. J. M. Clarke: Molluscos devonianos do Estado do Par Brazil. Arch. Rio Janeiro **10**.

1900. Kayser: Alguns Fosseis Palaeozoicos do Estado do Paran Brazil. Revista Museu Paulista **4**. Sao Paulo.

1903. Katzer: Grundzüge der Geologie des unteren Amazona Gebietes. Leipzig.

Devonische Schichten sind bisher in Süd-Amerika überhau aus folgenden Gebieten bekannt geworden:

I. Brasilien.
II. Bolivien.
III. Argentinien.
IV. Falklands-Inseln.

Im Einzelnen ist über das Devon der genannten Gebie das Folgende zu sagen:

I. Brasilien. Devonische Ablagerungen sind in diese ausgedehnten Lande bisher in drei verschiedenen Gegenden a getroffen worden.

A. Im Staate Pará auf beiden Seiten des Unter Amazonas.

B. In der Provinz Mato Grosso im zentral Brasilien.

C. In der Provinz Paraná im südlichen Brasili

Über die devonische Schichtenfolge und die Fauna dies drei Gebiete ist jetzt Folgendes bekannt:

A. Staat Pará. Dieses Gebiet, bezw. das Gebiet des unteren Amazonas, dehnt sich zwischen den Meridianen 46° und 59° westlicher Länge (von Greenwich) und zwischen dem 9.° südlicher und 4.° nördlicher Breite aus. Es ist geologisch zuerst durch die in den Jahren 1870—1871 von dem Amerikaner HARTT ausgeführten Untersuchungsreisen bekannt geworden. Die Forschungen des Genannten bezogen sich hauptsächlich auf den Berg Ereré, der nordwestlich von der Stadt Monte Alegre am Curupatura, einem linken Seitenfluß des Amazonas, liegt. Die versteinerungsreichen Schichten dieses Berges boten gute Gelegenheit zum Sammeln. Die auf dieser Expedition zusammengebrachten Versteinerungen sind einige Jahre später von HARTT und RATHBUN beschrieben worden, während die auf der gleich zu besprechenden Reise gesammelten Fossilien teils von RATHBUN, teils von CLARKE bearbeitet worden sind.

Eine zweite Forschungsreise in dieselbe Gegend wurde auf Veranlassung des Commissao Geologico do Imperio do Brazil unter Teilnahme von DERBY, FREITAS und SMITH im Jahre 1876 ausgeführt. Es gelang den genannten Forschern die Devon-Formation auch an den Flüssen Maecurú und Curuá, (zwei 25 Meilen von einander entfernten linken Nebenflüssen des Amazonas) zu entdecken. Ebenso stellten die genannten Forscher fest, daß die Schichten vom Maecurú und vom Curuá wahrscheinlich einem und demselben Horizont angehören, daß aber die Schichten von Ereré jünger sind als die vom Maecurú und vom Curuá.

Wie schon gesagt, ist das auf den erwähnten Expeditionen gesammelte paläontologische Material erst später, hauptsächlich durch RATHBUN[1]) und CLARKE[2]) bearbeitet worden. RATHBUN hat die Brachiopoden untersucht. Leider lassen seine Abbildungen und Beschreibungen viel zu wünschen übrig, aber er darf für sich das Verdienst in Anspruch nehmen, gemeinsam mit HARTT zuerst die nahe Beziehung vieler Formen zu solchen der Ober-Helderberg- und Hamilton-Schichten Nord-Amerikas erkannt zu haben.

Nach der Überzeugung beider genannten Gelehrten haben die Fossilien vom Maecurú und Rio Curuá Verwandtschaft mit denen der Ober-Helderberg-Schichten, während die Versteinerungen

---

[1]) On the Devonian Brachiopoda of Ereré etc. Bull. Buffalo Soc. Nat. Sci. **1**. 1874. S. 236—261 und Proceed. Boston. Soc. Nat. Hist. **10**. 1878.

[2]) Trilobitas Ereré e Maecurú und Molluscos devon. Pará.

von Ereré nähere Beziehungen zu den Hamilton-Schichten zeigen. Derby teilt die Anschauung der genannten Forscher vollständig und schlägt für den oberen Teil der devonischen Schichtenfolge die Namen Ereré-Gruppe und Curuá-Gruppe vor.[1]) Hierzu sei bemerkt, daß die Curuá-Gruppe versteinerungslose Schiefer umfaßt und nicht mit den Sandsteinen vom Rio Curuá verwechselt werden darf, welche tiefer liegen und der Maecurú-Gruppe angehören sollen.

Nach der Meinung der genannten Forscher, insbesondere von Derby, wäre die Reihenfolge der Schichten in der in Rede stehenden Gegend von oben nach unten folgende:

Ereré- und Curuá-Gruppe.
Maecurú-Gruppe (einschließlich des Rio Curuá-Sandsteins).

Die Arbeiten von Clarke zeichnen sich, wie man das bei diesem Verfasser nicht anders gewohnt ist, durch Klarheit und große Sachkenntnis aus. Ganz wie Rathbun, findet Clarke eine überwiegende Verwandtschaft der Fauna der Maecurú-Gruppe mit der Fauna der Ober-Helderberg-Schichten, während auch nach seiner Meinung die organischen Reste der Ereré-Gruppe nähere Beziehungen zu den Hamilton-Schichten zeigen.[2]) Die Fauna der Rio Curuá-Sandsteine findet er zwar nahe verwandt mit der der Maecurú-Schichten; wie er aber annimmt, stellen diese Sandsteine nur eine besondere Fazies der Maecurú-Schichten dar und könnten sogar noch ein höheres Alter haben.[3]) Bemerkenswert ist in den Maecurú-Schichten das Zusammenvorkommen von Typen, die in Nord-Amerika gewöhnlich nicht zusammen gefunden werden, sondern teils auf das Mittel-Devon, teils auf das Unter-Devon beschränkt zu sein pflegen. Wir werden im Schlußkapitel dieser Arbeit noch eingehender auf diesen Punkt zurückkommen.

Die paläontologischen Ergebnisse der Clarkeschen Arbeiten sind kurz etwa folgende:

Was zunächst die Maecurú-Gruppe betrifft, so sind die Trilobiten durch *Homalonotus, Phacops* und *Dalmanites* (mit *Odontochile*-Charakteren) vertreten. Die Gastropoden besitzen eine Verwandtschaft teilweise mit unterdevonischen, teilweise mit mitteldevonischen Arten Nord-Amerikas. Die Lamellibranchiaten zeigen ebenfalls nahe Beziehungen zu älteren devonischen Formen — z. B. kommen Arten von *Modiomorpha* vor, die sich im Schoharie Grit und im Corniferous-Kalk der Ober-Helderberg Schichten finden.

---

[1]) Derby, Geolog. relations Devonian Amazonas.
[2]) Molluscos devon Pará. Englische Ausgabe. S. 91.
[3]) Ebenda S. 92.

Actinopteria Eschwegei Clarke, *Grammysia* (Gruppe der „*undulata*“ und „*olosoleta*“ von Hall), *Palaeoneilo Orbignyi* Clarke u. s. w. haben ebenfalls nähere Beziehungen zu Formen des Unter-Devon als zu solchen des Mittel-Devon.

Die Fauna der Rio Curuá-Sandsteine setzt sich z. T. aus Arten zusammen, die nur in ihnen gefunden worden sind. So *Bellerophon Steltzneri* Clarke, *Tentaculites Oseryi* Clarke, *Fenestella parallela* Hall, während Trilobiten vollständig fehlen.

Die Fauna der Ereré-Sandsteine endlich hat nach der Ansicht Clarkes einen ausgesprochen mittel-devonischen Anstrich, ist möglicherweise sogar reiner mitteldevonisch als die Hamilton-Schichten Nord-Amerikas. Sie setzt sich aus Crinoiden, Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Pteropoden, Trilobiten und Ostracoden zusammen. Bemerkenswert ist das völlige Fehlen der Cephalopoden in den devonischen Schichten des gesamten Gebietes von Pará.

Eine weitere Förderung hat endlich unsere Kenntnis der geologischen Verhältnisse im Staate Pará in neuester Zeit durch die Forschungen von Friedrich Katzer erfahren, der in den Jahren 1894—1899 am Museum zu Pará tätig gewesen ist und eine Reihe von größeren Forschungsreisen ausgeführt hat.

Über das Devon dieses Gebietes ist nach den Ergebnissen seiner Arbeiten das Folgende zu bemerken.

Die Schichten am Flusse Maecurú gliedern sich von oben nach unten in nachstehender Weise:

Carbon

— Diskordanz. —

1. Schwarze Tonschiefer.
2. Rötliche, sandig-glimmerige Schiefergesteine — oberer fossilführender Horizont.
3. Dunkler Sandstein.
4. Hornstein.
5. Spiriferen-Sandstein, voll Versteinerungen — Haupt-Fossilien-Horizont.
6. Dünnbankiger, von Schiefern durchschossener Quarzsandstein.

Silur.

Außer vielen bereits von früheren Autoren beschriebenen Arten führt Katzer aus den Maecurú-Schichten 15 neue Arten an. Nach seiner Ansicht zeigt die Fauna ausgeprägte Beziehungen einerseits zum Oriskany-Sandstein, andererseits zur Hamilton-Gruppe Nord-Amerikas und besteht aus einem Gemenge von Typen des oberen Unter-Devon mit solchen des Mittel-Devon. Die

Oriskany-Typen sind überwiegend Brachiopoden und Trilobiten, von denen die folgenden genannt werden können:

Rhipidomella musculosa, Strophomena Hoeferi, Chonetes Comstocki, Leptocoelia flabellites, Oriskania navicella und *Dalmanites maecurúa.* Die Hamilton-Typen bestehen überwiegend aus Lamellibranchiaten, von denen *Leiopteria Browni, Grammysia Pississi Actinopteria Humboldti, Nucula bellistriata, Nuculites Smithi* aufgeführt sein mögen. Aber auch manche Vertreter anderer Gruppen, wie *Vitulina pustulosa, Tropidoleptus carinatus, Platyceras symmetricum, Bucania Freitasi* u. s. w., zeigen nahe Beziehungen zu den Hamilton-Schichten.[1])

Auf dem Campo von Ereré (Ereré-Sandsteine) findet sich dieselbe Reihenfolge der Schichten (1 bis 4) wieder. Die einzige neue Art, die Katzer aus dieser Gegend beschreibt (und zwar aus dem Ereré Sandsteine) ist *Dalmanites Ulrichi.*[2])

Die devonischen Schichten im Süden des Amazonas-Stromes werden von Katzer ausschließlich auf Grund petrographischer Analogien zum Devon gezählt, da sie bis jetzt nirgends Fossilien geliefert haben.[3])

B. Provinz Mato Grosso. Eine kurze Beschreibung der devonischen Fauna dieses Gebietes verdanken wir Derby[4]) und L. v. Ammon.[5]) Danach gehören die fraglichen Ablagerungen wahrscheinlich demselben Horizont an, wie die Trilobiten-Sandsteine vom Maecurú und die weiter unten zu nennenden Icla-Schiefer Boliviens. Mit den Schichten vom Maecurú sind sie durch das Vorhandensein von *Phacops brasiliensis* Clarke verknüpft, während mehrere Arten (z. B. *Leptoc. flabellites* Conrad und *Sp. antarcticus* Morris und Sharpe) mit den Icla-Schiefern Boliviens und dem Devon der Falklands-Inseln gemeinsam sind.

C. Provinz Paraná. In diesem Gebiete sind devonische Ablagerungen nur an wenigen Punkten nachgewiesen worden.

In der Nähe von Ponta Grossa haben sich nach Derby[6]) die folgenden Versteinerungen gefunden: *Lingula, Discina, Spirifer, Rhynchonella, Vitulina, Streptorhynchus, Homalonotus.* Diese Formen sollen solchen der Ereré-Sandsteine nahe stehen.

Außerdem sind *Dalmanites Gonzaganus* Clarke und andere Versteinerungen, welche an Formen der Maecurú-Schichten erinnern, bei Jaguarahyra entdeckt worden.[7])

---

[1]) Katzer: Amazonas Gebiet u. s. w. S. 188—316.
[2]) Ebenda. S. 278 u. t. XV.
[3]) Ebenda. S. 215.
[4]) Archiv Mus. Nac. do Rio Janeiro. **9**. S. 59—88.
[5]) Lagoinha.
[6]) N. Jahrb. f. Min. 1888 **2**. S. 173.
[7]) Arch. Mus. Nac. Rio Janeiro. **9**. S. 55.

Nach neueren Forschungen von Herrn Dr. J. v. Siemiradzki finden sich im fraglichen Gebiete zwei nach Meinung des genannten Gelehrten verschiedene Devon-Bildungen, nämlich 1. chokoladenbrauner Tonschiefer mit unzähligen Glimmerschüppchen, 2. schwarzer Tonschiefer (Ponta Grossa). Aus dem ersten beschrieb er einen von Dr. Grillo (Palmeira) gesammelten *Sp. antarcticus,* aus dem schwarzen Tonschiefer *Lingula* sp., *Orbiculoidea* cf. *humilis* Hall und *Tentaculites bellulus* Hall.

Endlich sind in neuerer Zeit von Kayser 3 Arten, nämlich 2 Spiriferen und ein Zweischaler aus der Umgebung von Tibagy beschrieben worden.[1] Die Spiriferen wurden von Herrn Borba gesammelt und dem Museum Paulista in Sao Paulo überwiesen. Durch Vermittlung des Direktors des eben genannten Museums, Professor v. Ihering, sind sie in die Hände des Herrn Professor Kayser gelangt. Es sind das *Sp. Iheringi* n. sp, verwandt mit *Sp. macropleura* Conr. aus den Unter-Helderberg-Schichten, *Sp. Borbai* Ihering, verwandt mit *Sp. arrectus* Hall aus der Oriskany-Gruppe, *Sp. antarcticus* Morris und Sharpe und *Pholadella radiata* Hall, eine Form, die auch im Westen des Jachaltales (Argentinien) vorkommt. Während die beiden Spiriferen auf ein unterdevonisches Alter der betreffenden Schichten hinzuweisen scheinen, stimmt zu einer solchen Altersbestimmung schlecht die drittgenannte Art, da sie in Nord-Amerika den Hamilton-Schichten und sogar noch höheren Schichten (Unter-Karbon) angehört.

II. Bolivien. Was Bolivien betrifft, so beruht unsere heutige Kenntnis der devonischen Schichten dieses Landes hauptsächlich auf einer einzigen Arbeit: sie rührt von Ulrich[2] her und betrifft das Gebiet, welches zwischen dem 65.° und 67.° westl. Länge (von Greenwich) und dem 17.° und 20.° südlicher Breite liegt.

d'Orbigny führt in seinem großen südamerikanischen Reisewerke (Voyage dans l'Amérique méridionale) ebenfalls einige devonische Fossilien an. Diese Spezies gehören aber, wie spätere Autoren[3] nachgewiesen haben, entweder dem Silur oder dem Karbon an.

---

[1]) Kayser: Alguns Fosseis u. s. w.

[2]) Paläoz. Versteinerungen aus Bolivien.

[3]) „Of the seven species considered devonian by d'Orbigny, only 4 appear to be certainly supra-silurian; and these 4 may (from their type) be either devonian or carboniferous. They are *Rynchonella peruviana, Spirifer Boliviensis, Sp. Quichua* and *Orthis Inca. Sp. Quichua* is from Chuquisaca, the other 3 from Cochabamba." (Salter, Quart. Jour. Geol. Soc. London 1861. S. 64. Anm.)

Weiter hat auch D. FORBES in den Jahren 1857—1860 in den Anden außer anderen paläozoischen Fossilien eine Reihe devonischer Formen gesammelt, die später von SALTER[1]) bearbeitet worden sind. Indeß ist unter diesen Fossilien die Zahl derer bei denen eine spezifische Bestimmung möglich war, so gering daß daraus das genauere geologische Alter der betreffenden Schichten nicht festgestellt werden kann.

Die Arbeit ULRICHS gehört zu den sorgfältigsten und besten die überhaupt über das südamerikanische Devon veröffentlich worden sind. Die Abhandlung stützt sich in der Hauptsache au Aufsammlungen des Herrn Professor STEINMANN. Nur einig wenige Arten sind von Herrn Dr. STÜBEL und Herrn BARRANCA (Lima) gesammelt worden.

Nach STEINMANN und ULRICH gliedert sich die devonisch Schichtenfolge der in Rede stehenden Gegend folgendermaßen:

Hangendes: Ober-Karbon marine Schichten (konkordant)

	Huamampampa-Sandsteine
Icla-Schiefer, 300 bis 400 m mächtig	Kalkige Konkretionen, reich an Versteinerungen, besonders Conularien. Sandig-kalkige, graue oder tiefrote Bänke.

Der stratigraphische Horizont der Jarabuco-Sandsteine un der Grauwacke des Rio Sicasica ist nicht genau bestimmt worden gehört aber wahrscheinlich der Abteilung der Huamampampa Sandsteine an.

In den Icla-Schiefern kommen *Leptoc. flabellites*, *Dalmanites*, *Spirifer antarcticus*, Conularien u. s. w., in den Huamampampa Sandsteinen *Phacops*, *Actinopteria* cf. *Boydi* u. s. w. vor.

Nach Vergleich der verschiedenen Faunen stellt ULRICH für Bolivien, Brasilien, die Falklands-Inseln und Nord-Amerika d folgenden Horizonte auf (s. Tabelle S. 241).

Die Anschauungen ULRICHS haben nur teilweise Zustimmung gefunden. So hat CLARKE die Äquivalenz der Huamampampa Sandsteine mit den Hamilton-Schichten in Zweifel gezogen, we nach ihm die von ULRICH als *Actinopteria* cf. *Boydi* bestimm Form *Act. Eschwegei* aus den Maecurú-Schichten und einige verwandten Arten aus dem Corniferous-Kalk Kentuckys näh stehe als *Act. Boydi*. Ferner findet CLARKE, daß *Phacops sp.* ULRICH mehr unterdevonische als mitteldevonische Charakte besitze.

---

[1]) Fossils High Andes.

Nord-Amerika		Bolivien		Brasilien	Falklands-Inseln
Unter-Karbon		↑ ?			
Ober-Devon					
Hamilton-Gruppe	Hamilton Shales	Huamampampa Sandstein		Sandsteine von Ereré	
	Marcellus Shales	Icla-Schiefer mit *Leptoc. flabellites*	Conu-larien-Schich-ten	Sandsteine von Maecurú und Curuá	Sandsteine und Schiefer mit *Lept. palmata.*
Ober-Helderberg-Gruppe	Corniferous Limestone				
is- any- ndstein	Schoharie Grit Caudagalli Grit				
Unter-Helderberg		Paläontologisch nicht nachgewiesen			

Im allgemeinen läßt sich aussprechen, daß die Fauna der a-Schiefer sowie die der Maecurú-Schichten eine Mischung älterer d jüngerer nordamerikanischer Devon-Typen zeigt.

Auch in der Umgebung des Titicacasees an der bolivisch-ruanischen Grenze sind eine Reihe von devonischen Fossilien fgefunden worden. So beschrieb Kayser ein paar von dem kannten Forschungsreisenden Dr. Hettner dort gesammelte ssilien, und zwar *Homalonotus* sp., *Lept. flabellites* und *Retzia*[1]? Schon vorher hatte Steinmann bei Chililaya in einem hellgrauen immerigen Sandstein *Leptoc. flabellites* gefunden,[2]) und auch f der Insel Coati im Titicacasee haben Agassitz und Garman gleichen Gesteine *Vitulina pustulosa* und *Tropidoleptus cari-tus* beobachtet.[3]) Schließlich hat Stübel bei Tiahuanaco en *Cryphaeus* gesammelt, den Ulrich unter dem Namen *yphaeus giganteus* beschrieben hat.[4])

Nach einer Vermutung Kaysers gehören diese Schichten Titicacasees dem obersten Unter-Devon an.[5])

[1]) Paläoz. Faunen Süd-Amerikas. S. 274.
[2]) Ulrich a. a. O. S. 62.
[3]) Ebenda. S. 73.
[4]) Ebenda. S. 14.
[5]) Kayser a. a. O. S. 313.

III. Argentinien. Was dieses Land betrifft, so verdanken wir unsere Kenntnis seiner devonischen Schichten allein den Beobachtungen und Aufsammlungen des Herrn Professor BODENBENDER von der Universität Cordoba. Die Untersuchungen des genannten verdienstvollen Forschers beziehen sich ausschließlich auf die Umgebung von Jachal. Dieser Ort liegt im Gebiet der Anti-Cordillere, die im Osten der Haupt-Cordillere und parallel mit dieser verläuft.

Die Fossilien sind von Herrn Professor KAYSER beschrieben worden.[1]) Sie stammen von drei Haupt-Fundorten[1]): vom Cerro del Fuerte im Osten des Jachal-Flusses,[2]) vom Cerro del Aqua Negra im Westen des Jachal-Flusses und vom Cerro Blanco (eigentlich Cerro Negro) im Westen desselben Flusses.

Nach BODENBENDER hat die Schichtenfolge am Cerro del Fuerte eine Mächtigkeit von ungefähr 400 m.[2]) Die untersten Schichten sind 200 m mächtig und bestehen aus versteinerungslosen Schiefertonen. Darüber liegen drei Versteinerungs-Horizonte: ein unterster mit *Liorhynchus Bodenbenderi* KAYSER und *Leptoc. acutiplicata* CONRAD; ein mittlerer, fossilreichster, mit *Leptoc. acutiplicata*, *Chonetes fuertensis* KAYSER, *Phacops*, *Homalonotus*, *Tentaculites*, *Bellerophon* u. s. w.; endlich ein oberster, der aus dunkelfarbigem Grauwackensandsteinen besteht und *Sp. antarcticus* MORRIS und SHARPE, *Chonetes falklandica* MORRIS und SHARPE, *Vitulina pustulosa* HALL und Zweischaler führt. Darüber folgen wieder mächtige versteinerungsfreie Sandsteine.

Die devonische Schichtenfolge im Westen des Jachal-Flusses hat eine Mächtigkeit von 2000—3000 m und besteht aus Grauwacken, Sandsteinen, Quarziten, Schiefern und einigen Kalkstein-Bänken.

Am Cerro del Aqua Negra hatte sich nach den früheren Aufsammlungen BODENBENDERS nur der untere Versteinerungs-Horizont des Cerro del Fuerte mit *Liorh. Bodenbenderi*, *Leptoc. acutiplicata* und *Tropidoleptus* nachweisen lassen. Am Cerro Blanco sind noch zwei weitere höhere Horizonte vorhanden: ein unterer mit *Lingula subalveata* KAYSER und *Pholadella radiata* HALL, und ein oberer mit Conularien, Seesternen, Crinoiden, *Spirophyton* u. s. w.

Nach den Beobachtungen BODENBENDERS und seinen eigenen paläontologischen Untersuchungen stellt KAYSER die nachstehende Reihenfolge für die devonischen Schichten der Gegend von Jachal auf:

---

[1]) a. a. O.

[2]) Diese Zeitschr. 1896. S. 741.

Erklärung der Textfigur.

Die Figur stellt eine photographische Nachbildung in $^1/_4$ der natürlichen Größe dar von dem Modell 77×30 cm der Hochvogesen (im Maßstab 1 : 25 000), in welchem die Verbreitung der ehemaligen Gletscherbedeckung mit Punktlinien, und die hauptsächlichsten Verwerfungsspalten mit Pfeilen angegeben sind.

Das Modell umfaßt das Seengebiet des Gebirgskammes, von dem Herrenberg bei Metzeral im Süden bis zum Weißsee bei Urbeis im Norden einschließlich und, in äquatorialer Richtung, von dem französischen See Blanchemer bis nach Mittlach bei Metzeral, so zwar, daß der Vogesenkamm die Mitte des Feldes einnimmt.

Die eingezeichneten punktierten Linien sind teils nach der Kartenskizze von Collomb (a. a. O.), teils nach neueren Untersuchungsergebnissen, sowie eigenen Beobachtungen des Verfassers entworfen. Es sind umgrenzt: im Süden und Westen die Anfänge der großen alten Eisströme des Thurbach-Tales, der Vologne und der Moselotte. Im Osten des Kammes beginnt die Reihenfolge südlich mit den ehemaligen Gletschern des Münsterischen Groß- und Kleintales samt ihren Zuflüssen; nach Norden schließen sich der Reihe nach die früheren, kleinen Eismassen des Wurzelsteinkessels, Grünsees oder Darensees, des Fohrlenweihers, Schwarzsees und Weißsees an. — Die punktierten Bogenlinien deuten die Stromrichtung des Eises an.

Südlich von dem Gebiet des Modells gibt es in dem Gebirge von ansehnlicheren ehemaligen Gletschermassen ausgezeichnete Spuren nur noch an dem Nordtal des großen Belchen[1]) (Belchensee), ferner am Elsässer Belchen, in dessen Seebecken, und am Ballon de Servance, wo auch der gewaltige Moselgletscher entsprang. Westlich von dem hier dargestellten Gebiet liegen die alten Glacialbecken von Longemer und Gérardmer in dem Bett des Vologne-Gletschers und einige andere, sowie mehrere Endmoränen-Wälle; sehr wenige und unbedeutende Gletschereisspuren sind nordwärts, bei Diedolshausen und am Paß von Markirch.

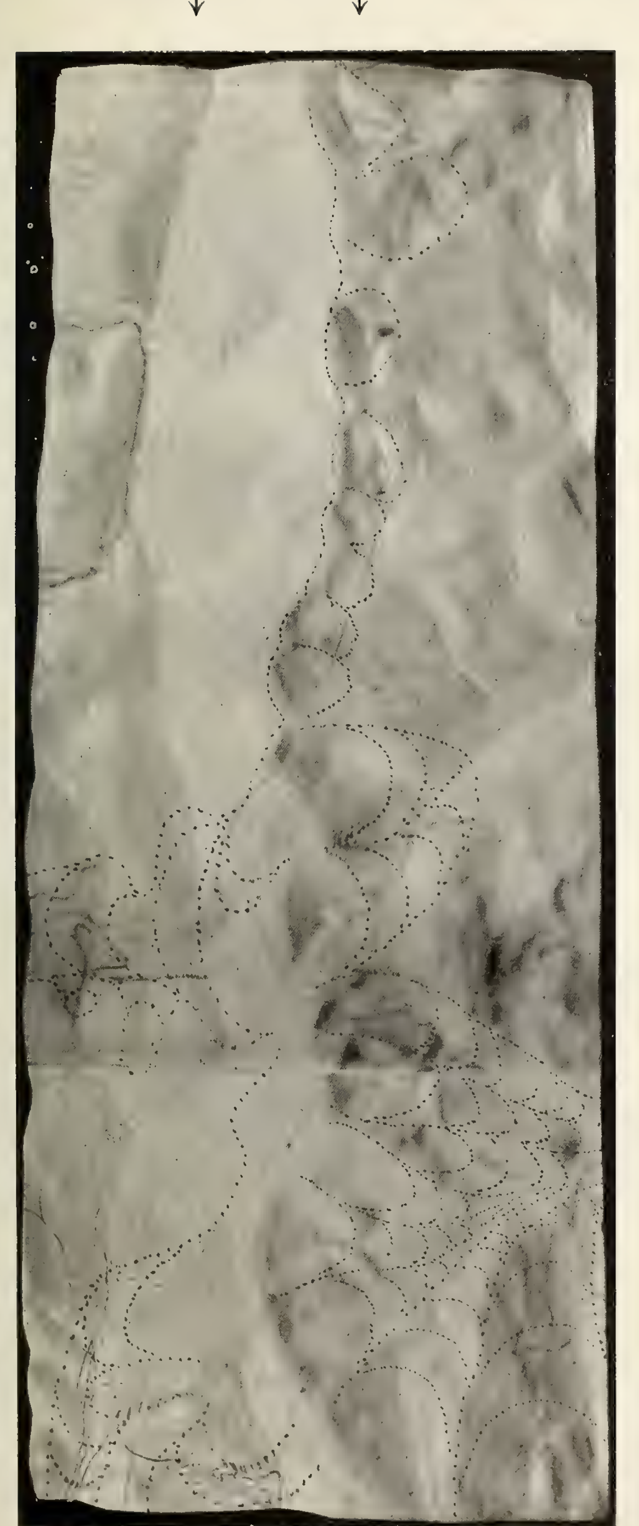
Es ist sonach das Gebiet des Modells der eigentliche Kern der ehemaligen Gebirgsvereisung, welche durch die Nähe der Alpen und der einst vergletscherten französischen Ketten sich erheblicher gestaltete, als sonst in einem mittleren deutschen Gebirge.

Die auf der Tafel durch Pfeile angedeuteten Richtungen der großen Gebirgsbruchlinien haben großenteils diejenigen der alten Gletscherwannen — Täler oder Felskessel bezw. Seebecken — bedingt, wie es eine Betrachtung des Modellbildes unmittelbar veranschaulicht; es sind hier unterschieden: 1. die Hauptkamm-Thurbachtalspalte, welche die Entstehung von Felskesseln und Seebecken auf der deutschen Abdachung des Kammes und des mächtigen Thurbachtalgletschers zum Teil bedingte; 2. die Moselotte-Valtin-Bonhommespalte; sie gab den ersten Anlaß zur Bildung der Täler von Bresse und Valtin, — den seltenen Beispielen von Längstälern dicht an dem Gebirgskamm, die zu Untersuchungen über die noch jetzt andauernde Aufrichtung der Kette geeignet sind; ferner sind die Paßlücken von Luschbach und Bonhomme durch dieselbe Bruchspalte verursacht, in deren dortigem Verlauf ein Gneiskeil in das mächtige Granitmassiv eingetrieben ist.

Endlich 3. ist eine transversale Bruchlinie angedeutet, welche im Süden des Gebietes an die karbonischen Massen des Herrenberges und des weiterhin südlichen Kammverlaufes das Granitmassiv der zentraler gelegenen Kette herangebracht hat, — die Herrenberg-Spalte.

---

[1]) Vergl. a. W. Benecke, Bücking, Schumacher, van Werwecke, Geolog. Führer durch das Elsaß 1900.



Seengebiet der Hochvogesen.


BRITISH MUSEUM
NATURAL HISTORY
G
D.

Osten des Jachal-Tales (Cerro del Fuerte)	Westen des Jachal-Tales (Aqua Negra u. Cerro Blanco)
Hangende: versteinerungsleere Quarzsandsteine	
Kalkig-sandige Bänke mit *V. pustulosa*, *Sp. antarcticus*, *Orthotetes* aff. *umbraculum*, *Chonostrophia*.	Conularien-Sandsteine mit *Conularia*, Seesternen, Crinoiden, *Cryphaeus*, *Sp. antarcticus*, *Liorh. Brackebuschi*, *Leptodomus* u. s. w.
Spiriferen-Sandsteine mit zahlreichen *Sp. antarcticus* und *Chonetes falklandica*, *Orthis*, *Allerisma* und anderen Zweischalern.	Lingula-Sandsteine mit massenhaften *Lingula subalveata* und *Pholadella radiata* sowie mit *Liorh. Brackebuschi* und *Chonetes falklandica*.
Schichten mit massenhaften *Leptoc. acutiplicata*, *Phacops*, *Homalonotus*, *Tentaculites*, *Chon. fuertensis*, *Orthoceras*, *Bellerophon*, *Naticopsis* u. s. w.	Schichten mit massenhaften *Liorh. Bodenbenderi*, *Leptoc. acutiplicata*, *Tropidoleptus facifer* u. s. w.
Schichten mit massenhaften *Leptoc. acutiplicata* und *Liorh. Bodenbenderi*.	Schichten mit massenhaften *Meristella?* sp.

Ungefähr ein Drittel der beschriebenen Formen stimmt mehr oder weniger mit solchen der Hamilton-Schichten überein. Einige dieser Formen gehören sogar zu den Leitformen dieser Schichten.

Für die Altersstellung der Schichten von Jachal sind besonders die Gattungen *Liorhynchus* und *Pholadella* wichtig. Die erste nämlich kommt in Nord-Amerika und in der alten Welt nur im jüngeren Devon (und im älteren Karbon) vor, und ebenso tritt auch *Pholadella* in Nord-Amerika nicht in älteren als den Hamilton-Schichten auf, um von da bis ins Unter-Karbon aufzusteigen.

Auf Grund dieser Tatsachen glaubte Kayser für die devonischen Schichten Argentiniens ein dem Hamilton nahestehendes Alter annehmen zu dürfen.[1] Wenn in Argentinien zusammen mit den mitteldevonischen Formen noch eine Anzahl älterer Typen auftreten, wie *Leptoc. acutiplicata*, *Bellerophon* sp. — eine *Bellerophon curvilineatus* Hall nahestehende Form — und *Tentaculites sp.*, verwandt mit *T. crotalinus* Salter, so erklärte Kayser dies eben aus der Stellung der fraglichen Schichten an der unteren Grenze des Mittel-Devon.

[1] Kayser, a. a. O. S. 312.

IV. Falklands-Inseln. Auch in diesem südlichsten Teile Süd-Amerikas sind devonische Ablagerungen entwickelt, und zwar in ähnlicher Ausbildung wie in Bolivien, Zentral-Brasilien und Argentinien. Die kleine, von CHARLES DARWIN entdeckte und von MORRIS und SHARPE[1]) beschriebene Fauna schließt sich nahe an die übrigen Devon-Faunen Süd-Amerikas an. So sind *Spirifer antarcticus* und *Chonetes falklandica* zuerst aus diesem Gebiet beschrieben worden, und die weitverbreitete und charakteristische *Leptoc. flabellites* (= *Atrypa palmata* MORRIS und SHARPE) kommt auch hier vor.

Über die Art der Erhaltung und das Vorkommen der von mir bearbeiteten Fossilien sei Folgendes bemerkt.

Das mir vorliegende Material stammt hauptsächlich von zwei Fundorten, nämlich vom Cerro del Fuerte im Osten und vom Cerro del Aqua Negra im Westen des Jachal-Flusses, und zwar aus Schichten, welche die südliche, nach Gualilan zu gelegene Fortsetzung der durch die Arbeiten von BODENBENDER und KAYSER bekannt gewordenen Schichten des Jachal-Tales bilden. Das Devon dieser Gegend liegt nach BODENBENDER konkordant auf Schichten silurischen Alters.

Einige andere von meinen Fossilien stammen vom Ostflügel der Quebrada del Talacastra, südlich von den eben genannten Fundorten; noch andere endlich haben sich in Geröllen des Rio de las Casitas und eines Baches zwischen Cienega und Talacastra gefunden.

Das Gestein am Cerro del Fuerte besteht vorwaltend aus einem roten, glimmerreichen Sandstein mit *Leptoc. acutiplicata*, *Homalonotus*, *Phacops* u. s. w. und mergeligen Bänken mit *Favosites argentina*. Das Gestein vom Cerro del Aqua Negra mit *Sp. antarcticus*, *Chonetes Arcei* u. s. w. ist in der Hauptsache von mergeliger Beschaffenheit. Am gleichen Orte kommen auch dunkle kalkige Knollen mit *Actinopt. Eschwegei* und *Dalmanites Drevermanni* vor. Sie sehen dem Gestein mit *Vit. pustulosa*, das KAYSER von dem Cerro del Fuerte beschrieben hat, außerordentlich ähnlich. Leider kommen an diesen Fundorten die Versteinerungen fast stets nur als Steinkerne vor.

Es sei mir endlich noch gestattet, meinen aufrichtigen Dank zuerst meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. E. KAYSER auszusprechen für die liebenswürdige Unterstützung, die er mi

[1]) Description of 8 species of brachiopodous Shells from the Palaeozoic. rocks u. s. w.

ei der Abfassung meiner Arbeit stets hat zu teil werden lassen. Ebenso bin ich dem früheren Assistenten am Marburger geologischen Institut, Herrn Privatdocenten Dr. Drevermann für viele freundliche Ratschläge sehr dankbar. Weiter bin ich Herrn Professor Dr. J. M. Clarke-Albany (New-York) verpflichtet für die gütige Übersendung einiger Vergleichsstücke aus dem nordamerikanischen Devon. Endlich möchte ich auch noch Herrn stud. archit. O. Doerbecker für die große Mühe, die er sich bei der Herstellung der wohlgelungenen, diese Arbeit begleitenden Tafeln gegeben hat, meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Paläontologischer Teil.

Trilobitae.

1. *Homalonotus Kayseri* nov. sp.

Taf. IX, Fig. 5, 6, a, b.

In den Schichten des Cerro del Fuerte, die *Phacops*, *Dalmanites* sp., *Leptocoelia acutiplicata* Conrad u. s. w. enthalten, sind drei Köpfe und zwei Pygidien eines *Homalonotus* gefunden worden.

Das Kopfschild ist flach gewölbt und breit, die Glabella vorn und hinten nahezu gleich breit und nach der Stirn zu flachbogig begrenzt. Ihre Breite verhält sich zur größten Länge wie 7 : 8. Die Augenhöcker stehen der Glabella sehr nahe, ohne scharf gegen sie begrenzt zu sein. Sie ragen stark vor und fallen nach vorn allmählich, nach hinten steiler ab. Die Occipitalfurche ist ziemlich tief und scharf eingeschnitten. Der Occipitalring ist ziemlich breit und flach gerundet. Es scheint ein flacher Stirnsaum vorhanden zu sein. Die Gesichtsnaht beginnt in der Nähe der Stirnecken, läuft von da in schwachem Doppelbogen nach dem Augenträger und hinter diesem mit stark seitlicher Abbiegung nach dem Hinterrande des Kopfschildes, das sie in der Nähe der Seitenecken erreicht. Die Wangen sind an der Nahtlinie abgebrochen und fehlen.

Das Pygidium, welches bereits von Kayser[1]) aus denselben Schichten beschrieben wurde, ist stark gewölbt, von dreieckigem Umriß und am Ende spitz ausgezogen. Die Seitenlappen sind fast glatt und schwach von der Axe getrennt. Diese ist weniger

[1]) Palaeoz. Faunen Süd-Amerikas. S. 286, t. IX, f. 11.

breit als die Seiten und zeigt ungefähr 12 deutliche Ringe. Der Rand des Pygidiums ist scharf, der Umschlag schmal.

Das Pygidium unserer Art zeigt einige Ähnlichkeit mit dem von *H. Dekayi* Green[1]) aus den Hamilton-Schichten Nord-Amerikas. Das Kopfschild unterscheidet sich aber durch die mehr bogige Begrenzung der Glabella nach vorn und ihre wenig scharfe Abgrenzung gegen die Augenhöcker, welche ihr näher stehen und höher sind.

2. *Phacops argentinus* nov. sp.

Taf. XI, Fig. 8, 9, a, b.

Bereits Kayser[2]) hat aus den Schichten des Cerro del Fuert einen *Phacops* unter dem Namen *Phacops* cf. *rana* Green be schrieben. Er kommt dort mit *Leptoc. acutiplicata*, *Homalonotu Kayseri*, *Ptomatis* sp. u. s. w. vor und zeigt die folgende Merkmale.

Die Glabella ist fünfseitig gerundet, ziemlich stark über de Stirnrand überhängend und schräg nach dem Randsaum ab fallend. Sie ist stark gekörnelt und ohne deutliche Seitenfurche Der Nackenring ist breit und hoch, mit einer hohlkehlenförmige Einsenkung zwischen ihm und dem Zwischenring. Dieser is kurz, schmal und leistenförmig mit je einem seitlichen Knoten Die Augen sind wohl entwickelt, jedes aus ungefähr 85 Linse zusammengesetzt und fast bis zum Niveau der Glabella aufragen Die Palpebralhöcker sind kräftig entwickelt, und von ihnen aus gehend erhebt sich auf den Wangen eine schräg nach außen un vorn verlaufende Leiste. Diese ist von dem breiten Occipita rande durch einen ziemlich breiten Zwischenraum getrennt. D Wangenecken sind gerundet. Unter dem Stirnrande verläuft ei hohlkehlenförmige Rinne.

Das Pygidium ist kurz, mit ungefähr 6 Gliedern auf d Axe und ebenso vielen auf den Seiten. Die Seitenrippen si einfach und ungespalten. Die Axe ist deutlich begrenzt und a Ende etwas spitz gerundet.

Die Form ist sehr nahe verwandt mit *Phacops rana* Green aus den Hamilton-Schichten Nord-Amerikas. Nach Vergleichu mit amerikanischen Exemplaren wie auch den Abbildungen Hal finde ich nur einen einzigen, sich aber an allen Stücken wied holenden Unterschied: nämlich die Beschaffenheit des Stirnrand welcher nach vorn viel flacher abfällt.

[1]) Hall, Palaeontology New York 7. 1888, t. II, III, IV, und F. Roemer, Lethaea Palaeozoica 1876. Atlas t. 25.
[2]) a. a. O. S. 284, t. XI, t. 8—10.
[3]) Hall, Palaeont. New York 7. S. 19, t. 1.

Auch *Phacops Schlotheimi* Bronn[1]) aus den Calceola-Schichten der Eifel kann mit unserer Form verglichen werden. Die Eifeler Art unterscheidet sich aber durch die größere Zahl der Augenlinsen und besonders durch den Mangel einer in der Verlängerung des Zwischenrings der Glabella liegenden Leiste auf den Wangen.

Die Form, welche Salter[2]) als *Ph. latifrons* Bronn von Oruro in Bolivien beschrieben hat, gehört ebenfalls zu derselben Gruppe; indes ist ihre Beschreibung und Abbildung nicht erschöpfend genug, um einen näheren Vergleich mit unserer Art zu erlauben.

Von *Ph. Logani* Hall[3]) aus den Ober-Helderberg und Oriskany-Schichten Nord-Amerikas unterscheidet sich unsere Spezies durch das verschiedene Verhältnis der Breite des Kopfes zur Höhe. Bei *Ph. argentinus* nämlich verhält sich die Breite zur Höhe immer wie 2 : 1, während dies Verhältnis bei *Ph. Logani* schwankend ist. Außerdem fehlen bei unserer Form die Andeutungen von Furchen auf der Glabella, sowie die kleinen an der Wangen-Ecke sitzenden Stachel, die für *Ph. Logani* charakteristisch sind. Ebenso sind die Seitenrippen des Pygidiums von *Ph. Logani* wie bei dem bekannten *Ph. fecundus* Barr.[4]) aus dem Unter-Devon gespalten, während sie bei *Ph. argentinus* immer einfach sind.

3. *Dalmanites Drevermanni* nov. sp.

Taf. XI, Fig. 1, a, 2, a, 3.

Reste dieser großen Art haben sich in einem dunklen Kalkknollen in den Schichten vom Cerro del Aqua Negra (Weg nach Gualilan) gefunden. Sie bestehen aus einem nahezu vollständigen Kopfschild, einem vollständigen Pygidium und einem Teil des Rumpfes.

Das Kopfschild ist ziemlich gewölbt, von parabolischem Umriß, in der Mitte der Stirn etwas spitzbogig begrenzt und an den Hinterecken in kurze Hörner ausgezogen, an der Stirn dagegen in eine kurze Mittelspitze, neben welcher auf den Seiten noch zwei Nebenspitzen liegen. Die Breite der Glabella beträgt ungefähr $2^1/_2$ cm, die Gesamtbreite des Kopfes ungefähr 4 cm.

---

[1]) F. Roemer, Lethaea Palaeozoica 1876. Atlas t. 31, f. 2a u. b

[2]) Fossils High Andes S. 65, t. 4, f. 8.

[3]) Palaeont. New York 7. S. 253, t. 73, f. 15—25, und Clarke, Oriskany Fauna of Becraft Mountain 1900 S. 21, t. I, f. 1—5.

[4]) Syst. silur. de la Bohème 1. t. 21.

Der Frontallobus der Glabella ist mehr als doppelt so breit wie lang, und dahinter liegen drei nach den Enden zu keilförmig verbreiterte Lappen, von denen jeder weiter nach hinten liegende etwas schmäler ist. Die Seitenlappen sind von einander durch einen deutlichen Zwischenraum getrennt. Die ganze Glabella ist mit ziemlich starken Tuberkeln verziert. Der Nackenring sowie der hinterste Lappen der Glabella sind in der Mitte etwas erhoben. Die Augen sind von bedeutender Größe, halbmondförmig, stark hervorragend und erheben sich ganz beträchtlich über ihre Umgebung. Sie bestehen aus einer sehr großen Zahl von Facetten. Ich zähle ihrer ungefähr 250. Die Gesichtsnaht verläuft um die vorderen Lappen der Glabella nach vorn, dann in einer geraden Linie nach dem Auge und von dem Hinterrande des Auges mit schwacher Biegung vorwärts allmählich nach dem Seitenrande zu.

Ein Bruchstück des Rumpfes zeigt eine deutlich begrenzte und wohlgegliederte Axe. Jeder Ring ist in der Mitte stark erhoben und trägt drei, auf den Seiten je einen starken Knoten. Die Pleuren sind stark entwickelt und werden von einer, in ihrer ganzen Länge über sie hinweglaufenden Furche durchzogen. Auf jeder liegen zwei bis drei Stachelknötchen.

Das Pygidium ist von dreieckigem Umriß. Die Breite der Axe entspricht ungefähr einem Drittel der Breite des Pygidiums. Sie ist stark erhoben und deutlich gegen die Seitenlappen begrenzt. Sie besteht aus 18 Segmenten, wird nach dem Ende allmählich schmäler und läuft in eine kurze, etwas aufwärts gekrümmte Spitze aus. Die Seitenlappen sind flach gewölbt und tragen etwa 14 Rippen, die je weiter nach hinten, desto stärker rückwärts gebogen sind. Wie bei dem Rumpf liegt auf jedem Lappen eine ziemlich tiefe Furche. Das erste, zweite, dritte, fünfte, sechste, zehnte, vierzehnte Axensegment trägt in der Mitte je ein Paar Stachelknötchen. Auch die Seitenrippen sind mit ähnlichen Knötchen versehen wie die Axe, nur daß sie hier ganz unregelmäßig auftreten.

Die beschriebene Art ist durch die schwachen, spitzenförmigen Fortsätze am Vorderrande des Kopfes verwandt mit der Gattung *Odontocephalus* Conrad[1]). In der Gestalt des ganzen Kopfes und des Frontallobus der Glabella sowie im Vorhandensein der Fortsätze am Stirnrande erinnert unsere Form auch an *Dal. stemmatus* Clarke[2]), den dieser Autor zur Untergattung *Synphoria* erhoben hat. Sie unterscheidet sich aber

[1]) Hall, Palaeont. New York 7. 1888 S. 49.

[2]) Oriskany Fauna of Becraft Mtn., Columbia County. New York 1900 S. 15 t. I f. 6—16.

ırch die Größe der Augen, die mehr spitzbogige Begrenzung
:s Kopfschildes, die getrennten hinteren Lappen der Glabella
ıd die Verzierung des Rumpfes und Pygidiums. Meine Meinung
:ht dahin, daß der argentinische Trilobit eher zu *Odontocephalus*
s zu *Synphoria* zu rechnen sein dürfte.

Andere mit starken Stachelwarzen verzierte *Dalmanites*-Arten
nd die Untergattung *Coronura* HALL aus dem Oberhelderberg
.d Corniferous Limestone Nord-Amerikas [1]), *Dalm. spinifera*
.RR. [2]) aus der BARRANDEschen Etage C und *Dalm. tuberculatus*
ROEMER [3]) aus dem Harzer Unterdevon. Sie stehen unserer
:t alle viel ferner.

4. *Dalmanites sp.* ?

Taf. XI, Fig. 7.

Drei unvollständige Glabellen eines *Dalmanites* oder *Cryphaeus*
gen mir aus denselben Schichten wie *Phacops argentinus* vor.
: sind mäßig stark konvex und von gerundetem, vierseitigem
ıriß. Drei schwach nach vorn gekrümmte Dorsalfurchen sind
:handen. Die beiden vorderen sind nur schwach angedeutet,
d alle sind mit einander vereinigt. Die hintere Seitenfurche
i ebenso tief und fast so breit wie die Occipitalfurche. Der
cipitalring ist kräftig und durch eine tiefe Furche begrenzt.
r Frontallobus fällt ziemlich steil nach dem Stirnrande ab und
:itzt einen halbkreisförmigen Umriß. Es ist mir nicht ge-
ıgen, eine nähere Verwandtschaft mit bereits beschriebenen
ten ausfindig zu machen.

5. *Dalmanites sp.*

Taf. XI, Fig. 10, a.

Ein vollständiges Pygidium stammt von demselben Fundort
v: *Homalonotus Kayseri*, *Phacops argentinus* u. s. w. Es ist von
g undet-dreiseitigem Umriß, auffallend flach und erst in geringer
E tfernung vom Rande allmählich abfallend. Der Randsaum ist
s r schmal und nach hinten in eine kurze, stumpfe Endspitze
a gezogen. Die Axe ist verhältnismäßig schmal, etwa halb so
b it wie die Seiten, und besteht aus mindestens zehn Ringen,
v denen die letzten undeutlich werden. Sie reicht bis in die
N ıe des Randes und nimmt rasch an Breite ab. In der Nähe
d Spitze ist sie flach kielförmig erhoben. Die Seitenlappen
b itzen nahezu ebensoviel Rippen wie die Axe. Sie sind durch

[1]) HALL, Palaeontol. New-York. 7. Pl. XIII, XIV, XV.
[2]) Syst. silur. de la Bohème. 1. Taf. 25.
[3]) Beiträge II, 1852. S. 102, t. 15, f. 18 und KAYSER: Ältestes
D on des Harzes. S. 27, t. VI.

breite Furchen getrennt und verlaufen anfänglich fast gerade, biegen sich aber nach dem Rande zu allmählich immer stärker nach hinten um; namentlich bei den hintersten Rippen erfolgt diese Biegung sehr rasch, so daß sie fast in ihrem gesamten Verlauf der Axe parallel liegen. Jeder Ring ist oberflächlich etwas abgeflacht oder ausgehöhlt, so daß er aus zwei, durch eine flache Einsenkung getrennten Leisten zu bestehen scheint.

Auch hier ist es mir nicht gelungen, eine näher vergleichbare Art zu finden.

6. *Dalmanites sp.*

Außer den genannten liegt mir noch ein Bruchstück eines Schwanzes einer vierten Art aus den Schichten vom Cerro de Aqua Negra vor. Es ist sehr unvollständig, weicht aber von dem zuletzt beschriebenen ab durch breiteren Randsaum und stärker gewölbte Rippen, die scharf von einander getrennt sind.

Ostracoda.

7. *Beyrichia argentina* nov. sp.

Taf. XI, Fig. 4.

Einige vom Cerro del Fuerte stammende Gesteinstücke enthalten zusammen mit *Tentaculites bellulus* Hall und Crinoiden-Resten Steinkerne einer kleinen *Beyrichia*.

Die Schale hat einen querovalen Umriß. Der Vorderrand ist etwas konkav, an der Außenseite ein wenig verdickt und mit einer Reihe von Knoten verziert. Auf der Oberfläche erheben sich drei große Loben. Zwei davon sind auf der Vorderseite durch eine schwache Leiste mit einander verbunden. Etwas hinter dem mittleren rundlichen Lobus, und schwach verbunden mit ihm, verläuft ein größerer Lobus, der ziemlich flach und ungefähr so breit ist wie die zwei anderen zusammen.

Unsere Art gehört der Gruppe der *B. Kloedeni* Mc. Coy[1] aus dem Silur Englands an. Sie unterscheidet sich aber von dem Typus *(B. Kloedeni)* durch die Verzierung am Rande, den größeren Hinterlobus und die Verbindung des vorderen mit dem mittleren Lobus.

Auch mit *B. aequilatera* Hall aus dem silurischen Sandstein von Arisaig, Nova Scotia, besitzt sie Verwandtschaft. Nach einer Abbildung[2]) unterscheidet sich aber diese Art von dem unserigen durch mehr rechtwinkelige Gestalt, einen kleineren Hinterlobus und das Fehlen der randlichen Verzierung.

---

[1]) Sedgwick und Mc Coy: British Palaeozoic Fossils. 185[illegible] S. 135, t. 13, f. 2.

[2]) Quart. Jour. Geol. Soc. London 1890. **46**. t. II, f. 6.

Cephalopoda.

8. *Orthoceras sp.*

Zusammen mit *Phacops argentinus*, *Leptoc. acutiplicata* .. s. w. haben sich mehrere Steinkerne eines *Orthoceras* gefunden.

Ein solcher von etwa 5 cm Länge besitzt nahezu zylindrische ;estalt, ovalen Querschnitt und einen stark aus dem Zentrum erausgerückten Sipho. Die Kammerwände sind ziemlich stark :ewölbt. Die Sutur biegt sich auf den Längsseiten des Ovals chwach rückwärts, auf den Schmalseiten schwach vorwärts.

Die Form, die KAYSER[1]) vom Cerro del Fuerte beschrieben at, scheint mir hierher zu gehören.

9. *Orthoceras sp.*

Ein verdrückter Steinkern eines *Orthoceras* von beträcht-cher Größe liegt mir zusammen mit *Spirifer antarcticus* MORRIS nd SHARPE, *Chonetes Arcei* ULRICH u. s. w. aus den Schichten om Cerro del Aqua Negra vor.

Die Kammerwände sind ziemlich stark konkav, die Sutur eradlinig, der Querschnitt oval. Andere Merkmale sind nicht ı beobachten.

Gastropoda.

10. *Ptomatis sp.*

Taf. XII, Fig. 12, a.

Der Name *Ptomatis* wurde von CLARKE[2]) aufgestellt für ellerophonten vom Typus des *B. patulus* HALL, d. h. Formen it erweiterter Mündung, breiter Einbuchtung auf dem Rücken, ›nzentrischer (aber niemals spiraler) Verzierung und ohne Rand-ıum. Außerdem sind die hierher gehörigen Formen enggenabelt, ıd auf der vorletzten Windung befindet sich ein in den letzten mgang eindringender Kiel.

Einige zu dieser Gattung gehörige Stücke haben sich zu-ımmen mit *Lept. acutiplicata*, *Homalonotus Kayseri*, *Phacops gentinus* u. s. w. in den Schichten vom Cerro del Fuerte :funden. Leider sind alle nur Steinkerne. Der Rücken ist reit und gerundet und hat eine schwache Andeutung einer ittleren Einsenkung. Die Seiten sind schmal und sinken zu nem engen Nabel ab.

In der Gestalt stimmt unsere Art mit *B. patulus* HALL[3])

---

[1]) a. a. O. S. 287, t. XI, f. 3.
[2]) Palaeozoic Faunas Pará, S. 41.
[3]) Palaeont. New York 5. Pt. II. S. 100, t. XXIV, f. 3—10, XXII, f. 17—30, t. XXVI, f. 10—12.

aus den nordamerikanischen Hamilton-Schichten überein. Ob sie Beziehungen zu *Ptomatis Forbesi* CLARKE[1]) aus den Schichten vom Rio Maecurú (Brasilien) hat, konnte ich nicht feststellen, weil an unseren Exemplaren der Mundrand unvollständig ist und die Skulptur fehlt.

11. *Phragmostoma sp.*
Taf. XII, Fig. 14.

Der Name *Phragmostoma* ist zuerst von HALL (1861), nachher in einem etwas abweichenden Sinne von WAAGEN, KONINCK und zuletzt von KOKEN gebraucht worden. Erst CLARKE[2]) hat den Namen ganz neuerdings wieder in dem ursprünglichen Sinne angewandt, und wir schließen uns dem an.

Die Gattung ist ausgezeichnet durch ein kurzes Gewinde und eine stark erweiterte Mündung, in welche der vorletzte Umgang hineinragt, sowie durch ein schmales, scharf-begrenztes Schlitzband. Die Oberfläche ist mit Spiralstreifen bedeckt. CLARKE hebt noch hervor, daß der Mundrand von einem verdickten Saum umgeben ist.

Zwei Steinkerne von dieser Gattung liegen mir aus den Schichten des Cerro del Fuerte vor. Eine genauere Bestimmung ist wegen zu schlechter Erhaltung unmöglich.

12. *Tropidocyclus sp.*

Das Stück stammt aus den Schichten vom Cerro del Aqua Negra.

Es ist flach, evolut, in einer Ebene eingerollt und besteht aus zwei bis drei Windungen. Der Nabel ist tief und mäßig groß. Es ist ein mittlerer Kiel vorhanden und auf jeder Seite eine schwache Einsenkung, die besonders in der Nähe der Mündung sichtbar ist. Die Oberfläche ist mit gedrängten Anwachsstreifen bedeckt. Der größte Durchmesser beträgt ungefähr 8 mm, die Breite in der Nähe des Mundrandes 3 mm.

Unser Exemplar unterscheidet sich von *T. gilletianus* HARTT und RATHBUN[3]) aus den Schichten von Ereré (Brasilien) durch einen weniger gerundeten und engeren Kiel.

Die Form zeigt auch einige Ähnlichkeit mit *B. curvilineatus* HALL[4]) aus den Ober-Helderberg-Schichten Nord-Amerikas.

---

[1]) a. a. O. t. III, f. 23—25.
[2]) Naples Fauna in Western New York 1903. Pt. II, S. 322.
[3]) Annals New York Lyceum. Nat. Hist. **11**. 1875. S. 118, und CLARKE, The Palaeoz. Faunas of Pará S. 40, Est. III, t. 10, 11.
[4]) Palaeont. New York **5**. Pt. II, S. 294, XXII, f. 1—6.

13. *Tropidocyclus* cf. *Gilletianus* Hartt u. Rathbun

Taf. XII, Fig. 13, a, b.

Ein einziges Exemplar dieser Form ist in den Schichten om Cerro del Fuerte gefunden worden. Sein Durchmesser trägt ungefähr 7 mm. Die Breite in der Nähe des Mund-ndes ist ungefähr 4 mm. Ein ziemlich scharfer mittlerer Kiel it einer Einsenkung an jeder Seite ist zu beobachten.

Das Verhältnis vom Durchmesser zur Breite, die Gestaltung s Kiels und die seitliche Einsenkung stimmen mit den Be-hreibungen Hartt und Rathbuns[1]) überein. Leider ist ein iterer Vergleich unmöglich, da unser Exemplar nur Stein-rn ist.

14. *Platyceras Clarkei* nov. sp.

Taf. XII, Fig. 17, a, b.

Diese kleine Schnecke liegt in zwei ziemlich vollständigen einkernen und einigen Bruchstücken aus den Schichten vom rro del Fuerte vor. Die Breite beträgt an der Basis 6 mm, der Spitze 1 mm, die größte Dicke $4^1/_2$ bis 5 mm, Höhe gefähr 15 mm. Die Form ist schwach gebogen, gekielt und nmt nach der Spitze zu allmählich an Breite und Dicke ab. ne der breiten Seiten ist schwach konvex und hat in der tte einen schwachen, von der Spitze auslaufenden Wulst. Die genüber liegende Seite ist stark konvex ohne Andeutung eines ulstes.

Es ist mir nicht gelungen, nahestehende Arten ausfindig machen.

15. *Pleurotomaria sp. α.*

Taf. XII, Fig. 16.

Es liegen mir mehrere Exemplare einer kleinen *Pleuroto-aria* vor, die aus denselben Schichten wie die vorher genannten lerophonten stammen. Sie sind turmförmig, ungefähr 5 mm h h und an der Basis 3 mm breit. Ein deutliches, scharf-b renztes Schlitzband ist vorhanden.

Die Form steht *Pleurotomaria rochana* Hartt und Rathbun[2]) a den Schichten von Ereré (Brasilien) sehr nahe, unter-s eidet sich jedoch durch etwas höhere Gestalt, engeres Schlitz-b d und das Fehlen von konzentrischen Streifen.

---

[1]) a. a. O.

[2]) Annals New York Lyceum. Nat. Hist. **11.** S. 114; Clarke, P aeoz. Faunas of Pará S. 33. Est. IV, f. 14—17 und Katzer, A azonas Gebiet. S. 201, t. XII, f. 16a, b.

16. *Pleurotomaria sp.* β.

Taf. XII, Fig. 15, a.

Drei Exemplare dieses ebenfalls kleinen Gastropoden liegen mir aus den Schichten des Cerro del Fuerte vor. Ihre Höhe beträgt 5 mm, die Breite an der Basis 13 mm. Die Schnecke ist flach und nahezu in einer Ebene aufgerollt, mit $2^1/_2$ bis 3 Windungen. Der Nabel ist weit. Auf der Oberfläche ist die Schale noch teilweise erhalten. Ihre Skulptur zeigt das Vorhandensein der charakteristischen Einbuchtung, entsprechend dem Schlitz am Mundrand.

Die Form erinnert sehr an die untersilurische *Pl. rossica* Koken.[1])

17. *Loxonema sp.?*

Es sind mehrere, wahrscheinlich hierher gehörige Steinkerne aus den Schichten vom Cerro del Fuerte vorhanden. Bei dem Fehlen der Schale und ihrer Skulptur ist eine genauere Bestimmung unmöglich.

18. *Diaphorostoma sp.?*

Mehrere Stücke, die leider nur Steinkerne sind, erinnern an die *Diaphorostoma*-Arten, die Clarke[2]) aus den Schichten von Pará in Brasilien, und diejenigen, die Kayser[3]) als *Naticopsis* sp.? aus den Schichten vom Cerro del Fuerte beschrieben hat. Auch unsere Exemplare haben sich zusammen mit *Platyceras Clarkei*, *Pleurotomaria*, *Leptoc. acutiplicata* u. s. w. in den Schichten des Cerro del Fuerte gefunden.

Es liegt mir auch ein gleich gestalteter Steinkern aus den Schichten des Cerro del Aqua Negra vor.

Conularidae.

19. *Conularia Quichua* Ulrich?

Taf. XII, Fig. 19, a.

1892. *Conularia Quichua* Ulrich, Bolivien. S. 34, Taf. III, Fig. 7a, b.

Von dieser Spezies stehen mir zwei Exemplare zur Verfügung. Das eine sitzt in einem dunklen Kalkknollen, das andere liegt frei, ist stark zerquetscht und flachgedrückt. Beide stammen aus den Schichten vom Cerro del Aqua Negra. Die Oberfläche ist mit zarten Rippen verziert, die bald weniger, bald mehr von einander abstehen. Sie bedecken die Seitenfläche in

---

[1]) N. Jahrb. f Min. Beil.-Bd. **6**, t. XI, f. 1, 1b.
[2]) a. a. O. S. 32.
[3]) a. a. O. S. 287.

chkonkaven, nach der Spitze zu gewölbten Bögen. Auf den
ppen sind ziemlich große längsstehende Tuberkeln vorhanden,
an unseren Stücken abgebrochen sind und daher durchlocht
scheinen.

Die Skulptur erinnert am meisten an *Conularia Quichua* LRICH aus den Icla-Schiefern Boliviens. Die Form, die KAYSER[1]) s den Schichten vom Cerro Blanco als *Conularia Quichua* LRICH? beschrieben hat, steht unserer Form mindestens sehr he, wenn sie nicht damit zusammen fällt.

ULRICH beschreibt den Querschnitt der Art als einen spitz-ikeligen Rhombus, dessen Seiten etwas konvex nach außen wölbt sind. Ich selbst kann infolge der Verdrückung meiner icke darüber nichts aussagen.

Eine andere kleinere *Conularia* sitzt einem Stück von *vosites argentina* auf. Infolge ihrer mangelhaften Erhaltung l Unvollständigkeit läßt sie sich aber nicht näher bestimmen.

Tentaculitidae.

20. *Tentaculites bellulus* HALL.

Taf. XII, Fig. 18.

T. bellulus HALL, Palaeont. New York. **2.** S. 169, Taf. 31, Fig. 15 bis 18, Taf. 31 A, Fig. 48—51.

T. bellulus HALL bei ULRICH, Bolivien. S. 82.

T. bellulus HALL bei L. v. AMMON, Lagoinha. S. 8.

Auf demselben Gesteinstück liegen zusammen mit *Beyrichia* *a entina* und einigen Crinoiden-Resten zahlreiche kleine meist s lecht erhaltene Tentaculiten, die mit *T. bellulus* HALL aus d Hamilton-Schichten Nord-Amerikas übereinstimmen. Sie s nmen aus den Schichten vom Cerro del Fuerte.

Diese Art ist bereits von ULRICH aus den Conularien-S ichten Boliviens und von L. v. AMMON aus der Provinz Mato G sso beschrieben worden. Ihre Länge beträgt 6 mm und zu-w len weniger. Das Gehäuse hat ziemlich scharfkantige Ringe u dazwischen feinere konzentrische Streifen. Die Ringe werden n h der Spitze zu allmählich feiner, so daß an einigen Exemplaren d Spitze ganz glatt erscheint.

Eine verwandte Art, *T. elongatus* HALL[2]), kommt in den U er-Helderberg-Schichten Nord-Amerikas vor. Sie unterscheidet si von unserer Art durch stärkere und dichter aneinander li ende Ringe und das Fehlen der Streifen zwischen den Ringen.

---

[1]) a. a. O. S. 288.

[2]) Palaeont. New York. **3.** 1861. S. 136, Taf. 6, Fig. 16—21.

Vergleichbar wäre auch *T. scalariformis* Hall[1]), der sich im wesentlichen durch schlankere Gestalt, feinere Streifen auf der Spitze und größere und kantigere Querringe unterscheidet. Auch einige von Salter aus Bolivien beschriebene Tentaculiten bieten Vergleichungspunkte. So *T. supremus* Salter[2]), der sich durch gerundete Ringe unterscheidet; ferner *T. saienzii* Salter[3]), der durch schräger stehende Ringe und raschere Dickenzunahme abweicht. *T. crotalinus* Salter[4]) endlich aus den devonischen Schichten Süd-Afrikas hat keine Zwischenstreifen zwischen den Ringen.

Lamellibranchiata.

21. *Cypricardella sp.?*

Taf. XIII, Fig. 30.

Mein Material enthält einen ziemlich vollständigen Steinkern und einige Bruchstücke dieser Form aus den Schichten des Cerro del Fuerte.

Die Muschel ist ungleichseitig und quereiförmig in der Gestalt. Der Wirbel ragt etwas hervor. Der Schloßrand scheint gebogen zu sein und ist nach hinten fast geradlinig verlängert. Von dem Wirbel zur Hinterecke verläuft eine stumpfgerundete Diagonalkante. Da das Schloß fehlt, ist eine sichere Gattungsbestimmung unmöglich.

In Umriß und Gestalt erinnert die Form ein wenig an Beushausens *C. elongata*[5]) aus dem rheinischen Unter-Devon.

22. *Nuculites sp.*

Es liegt mir ein schlecht erhaltenes Exemplar dieser Muschel aus den Schichten vom Cerro del Aqua Negra (Weg nach Gualilan) vor. Sie ist bauchig und von querelliptischem Umriß. Die Breite erreicht 31 mm, die Länge 20 mm, die Dicke der Schale ungefähr 1½ mm. Die Entfernung des Wirbels von der Vorderkante kommt etwa einem Drittel des Durchmessers gleich. Man erkennt eine innere schräg verlaufende Leiste, die eine Länge von etwa ⅔ der Höhe der Muschel besitzt. Die Oberfläche ist mit konzentrischen Anwachsstreifen bedeckt.

---

[1]) Palaeont. of New York. **5.** Pt. II. S. 167, Taf. XXX[illegible] Fig. 3—11.

[2]) Quart. Journ. Geol. Soc. London. **17.** 1861. S. 67, Taf. [illegible] Fig. 11, a b.

[3]) a. a. O. Taf. 4, Fig. 12.

[4]) Transact. Geol. Soc. London (2). **7.** S. 222, Taf. 25, Fig. 15—1[illegible]

[5]) Lamellibranchiaten des rheinischen Devon. S. 138, Taf. X[illegible] Fig. 10—14.

Die Art hat einige Ähnlichkeit mit *N. Branneri* CLARKE[1]) ‹us den Schichten von Ereré (Brasilien).

23. *Goniophora* sp.

Ein Steinkern der rechten Klappe einer interessanten kleinen 'luschel stammt aus den Schichten vom Cerro del Fuerte. Sie t ungleichseitig und von trapezförmiger Gestalt. Der kleine /irbel liegt nahe am Vorderende und ist nach vorn gekrümmt. 'as Schloß ist nicht sichtbar. Von dem Wirbel verläuft ein ͽutlich entwickelter Kiel nach der spitzausgezogenen Hinterecke. ie Schalenskulptur ist nicht zu beobachten.

Die unvollständige Erhaltung der Muschel läßt leider keine ihere Bestimmung zu.

24. *Actinopteria Eschwegei* CLARKE

Taf. XIII, Fig. 29.

·99. *Actinopteria Eschwegei* CLARKE, Palaeoz. Faunas of Pará. S. 45. Est. V. Fig. 1, 2, 4, 5, 6, 8, 9, 10.

Eine linke Klappe dieser schon von CLARKE aus den Schichten m Rio Maecurú und Curuá (Brasilien) beschriebenen Form liegt einem dunklen Kalkknollen vom Cerro del Aqua Negra (Weg ch Gualilan) vor.

Die Klappe ist mäßig gewölbt. Ihre Länge beträgt ungefähr ' mm, die Höhe 32 mm, die Länge des Schloßrandes 26 mm. Der irbel ist spitz und ragt wenig über die Schloßlinie vor. Der :hloßrand ist gerade, die Bandarea jedoch nicht zu sehen. Die ›rm ist hinten, etwa in halber Höhe, in einen Flügel ausgezogen, ‹r scharf vom übrigen Gehäuse getrennt bleibt. Das vordere ‹r ist nicht erhalten. Anwachs- und Radialstreifen bedecken ‹ Oberfläche.

Actinopteria Boydi CONRAD[2]) aus den Hamilton-Schichten ›rd-Amerikas, *Actinopteria* cf. *Boydi* ULRICH aus dem Huamam- ›npa-Sandstein Boliviens[3]) und *Avicula textilis* HALL[4]) aus den ‹ter-Helderberg-Schichten sind nahe verwandt mit unserer Art.

Ein anderes, stark zusammengedrücktes Exemplar mit deut- ›em Flügel und Ohr und Radialstreifen hat sich an derselben ‹lichkeit gefunden.

---

[1]) a. a. O. S. 73. Est. VIII, Fig. 6, 7, 8.

[2]) HALL, Palaeont. New York. 5. Pt. 1. 1884. Lamellibranchiata I. S. 113, Taf. 19, Fig. 2—24, 26—30, Taf. 84, Fig. 16, 17.

[3]) Palaeoz. Verstein. aus Bolivien. S. 50, Taf. III, Fig. 1—3.

[4]) Palaeont. New York. 3. S. 288, Taf. 52, Fig. 9—10, Taf. 53, F. 2, 3, 5, 7, 10.

Es sei noch bemerkt, daß FRECH[1]) in seiner Arbeit über die devonischen Aviculiden den Namen *Actinopteria* nicht annimmt. Er bezeichnet vielmehr solche Formen und ebenso *Leiopteria* einfach als *Avicula*. Ich ziehe es aber mit CLARKE vor, den Namen für Formen, wie die beschriebene, beizubehalten.

Brachiopoda.

25. *Pholidops* sp.?

Ein Abdruck eines *Pholidops*-ähnlichen Brachiopoden mit subzentralem Scheitel und konzentrischen Streifen sitzt auf einem dunklen sandigen Gesteinsstück vom Cerro del Aqua Negra. Die Höhe beträgt ungefähr $2^1/_2$ mm, der Durchmesser $10^1/_2$ mm.

26. *Chonetes Arcei* ULRICH

Taf. XIII, Fig. 26, a—c.

Chonetes Arcei ULRICH, Bolivien. S. 77, Taf. IV, Fig. 35 a, b u. 3

Diese große Form kommt zusammen mit Spiriferen in de Schichten des Cerro del Aqua Negra (Weg nach Gualilan) vo Sie stimmt mit derjenigen überein, die ULRICH aus den Con larien-Schichten von Chahuarani-Icla und Jarabuco in Bolivie beschrieben hat.

Der Schloßrand ist lang, gerade und kommt der größte Breite der Muschel gleich. An beiden Enden des Schloßrand liegen schwache Öhrchen. Die Ventralklappe ist ziemlich sta gewölbt, die Dorsalklappe konkav, mit größter Einbuchtung etw unter der Mitte. Ihre Area besitzt eine dreieckige, durch e Pseudodeltidium geschlossene Stielöffnung. Die Dorsalklappe i mit Gruben zur Aufnahme der Zähne, einem zweiteiligen Schlo fortsatz und einer kurzen Medianleiste versehen. Ein ziemli zusammengedrückter Steinkern der Ventralklappe zeigt Andeutung von einem langen, bis zur Mitte hinab reichenden Median-Septu Am Schloßrande beider Klappen stehen kräftige Stachelröhre Die Oberfläche besitzt ungefähr 60 sich durch Neueinsetzu und Gabelung vermehrende Rippen. Die zwischenliegenden Furch sind wie immer mit kleinen Grübchen versehen.

Die in Rede stehende südamerikanische Art besitzt na Verwandtschaft mit *Chonetes dilatata* F. ROEMER (= *Orthis dilatata* F. ROEMER[2]), = *Chonetes dilatata* SCHNUR)[3]) aus dem rheinisch

[1]) Die devonischen Aviculiden. Abhandl. geol. Spezialkarte Preuß. 9. H. 3. 1891.

[2]) Rheinisches Übergangsgebirge 1844, S. 74, Taf. 1, Fig. 5.

[3]) Brachiopoden der Eifel. Palaeontographica 3. 1853, S. 2, Taf. 43, Fig. 1 und KAYSER „Hauptquarzit" 1889, S. 61.

nter-Devon. Sie unterscheidet sich von ihr, wie mir scheint, esentlich nur durch feinere Berippung.

27. *Chonetes coronata* Conrad

Taf. XIX, Fig. 39, 40.

42. *Strophomena carinata (Scribe coronata)* Conrad, Journ. Acad. Nat. Sci. Philad. **8**. S. 257.
" *syrtalis* Conrad, Journ. Acad. Nat. Sci. Philad. S. 254, Taf. 14, Fig. 1.
55. *Chonetes littoni*, *Ch. maclurea*, *Ch. tuomeyi* und *Ch. martini*, Norwood und Pratten. Ebenda **3**. S. 25, 28, 29, Taf. 2, Fig. 4, 8, 9, 10.
67. " *coronata* Conr. in Hall, Palaeont. New-York **4**. Pt. I 1867. S. 133, Taf. 31.

Diese Art der nordamerikanischen Hamilton-Schichten kommt sammen mit *Chonetes Arcei* in den Schichten des Cerro del ua Negra vor. Leider liegt mir nur ein zweiklappiges Exemar vor. Die etwa 17 mm lang und 26 mm breit werdende rm ist von querovalem Umriß und hat eine convexe Ventrald eine konkave Dorsalklappe. Die Skulptur besteht aus geideten, durch Einschaltung sich vermehrenden Rippen, deren m am Stirnrande ungefähr 100 zählt. Drei bis vier Stachelren sind noch an beiden Seiten des Wirbels erhalten. Die eren Merkmale waren nicht zu beobachten.

Die Art unterscheidet sich von *Ch. Arcei* Ulr. durch gegere Größe und Wölbung und feinere Rippung. Sie ist nahe wandt mit *Ch. Comstocki* Hartt[1]) aus den devonischen Sandinen von Ereré und vom Rio Maecurú. Nach Angabe Rathns[2]) unterscheidet sich *Ch. Comstocki* von *Ch. coronata* durch gere Stachelröhren, die mehr rechtwinkelig zum Schloßrand hen.

Auch *Ch. Rücki* Ulrich[3]) steht unserer Form sehr nahe; unterscheidet sich jedoch von ihr durch etwas gröbere Rippung l anscheinend kürzere Stachelröhren.

Ch. falklandica Morris und Sharpe[4]) von den Falkland-eln gehört ebenfalls demselben Typus an. Doch lassen sich e näheren Beziehungen zu unserer Art ohne Vergleichung des ginals nicht feststellen. Dieser Typus wird in Europa durch bekannte *Chonetes sarcinulata* aus dem Unter-Devon vertreten.

---

[1]) Bull. Buff. Soc. Nat. Sc. **1**. 1874. S. 250, Taf. 9.
[2]) Ebenda S. 251.
[3]) a. a. O. S. 79, Taf. 5, Fig. 1, 2.
[4]) Qnart. Journ. Geol. Soc. London **2**. 1842. S. 276, Taf. 2, Fig. 1.

28. *Chonetes fuertensis* Kayser.

1897. *Chonetes fuertensis* Kayser, Diese Zeitschr. S. 300, Taf. 10, Fig. 3.

Eine mir von Cerro del Aqua Negra vorliegende, dunkle mergelige Sandsteinplatte ist ganz bedeckt mit dieser bereits von Kayser vom Cerro del Fuerte beschriebenen Art. Auch vom Ostflügel der Quebrada del Talacastra liegt mir ein Exemplar dieser Art vor und zwar auf einem Gesteinstück, das gleichzeitig *Leptoc. acutiplicata* enthält.

Diese kleine *Chonetes*-Art ist stark in die Quere ausgedehnt, ungefähr 3 mm lang und mindestens doppelt so breit. Die Ventralklappe ist gewölbt und hat in der zweiten Hälfte eine flache mittlere Einsenkung. Der Wirbel ist niedrig. Die Dorsalklappe ist schwach konkav. Starke Rippen, die sich durch Teilung und Einsetzung vermehren, bedecken die Schalenoberfläche.

Die Art unterscheidet sich durch ihre starke Querausdehnung, den Ventralsinus und kräftige, sich stark vermehrende Rippen von allen anderen nordamerikanischen, bolivischen und brasilianischen Spezies der Gattung.

Ebenso unterscheidet sie sich auch von den rheinischen, belgischen und französischen devonischen *Chonetes*-Arten.

Ein Gesteinstück, welches sich als Geröll in einem Bach zwischen Cienega und Talacastra gefunden hat, enthält noch eine andere Art der Gattung, die sich aber wegen mangelhafter Erhaltung nicht genauer bestimmen läßt.

29. *Orthotetes* sp.?

Taf. XIV, Fig. 41.

Auf einem dunklen kalkigen Gesteinstück, welches sich als Geröll im Rio de las Casitas gefunden hat, sieht man einige Abdrücke und einen zugehörigen Steinkern eines kleinen Brachiopoden, den ich mit Zweifel auf *Orthotetes* zurückführe. Auf demselben Stücke befinden sich mehrere Exemplare von *Tropidoleptus fascifer* Kayser, ein Exemplar von *Liorh. Bodenbenderi* Kayser und noch einige andere nicht näher zu bestimmende Arten.

Der gerade Wirbel ist klein und spitz. Die allein vorliegende Stielklappe ist ziemlich stark und gleichmäßig gewölbt und besitzt starke, sich durch häufige Teilung vermehrende Rippen. Anwachsringe sind vorhanden, und zwar ein starker in der Mitte zwischen Wirbel und Stirnrand. Im Innern sind zwei wohlentwickelte Zahnstützen zu beobachten.

Das mir vorliegende Material ist leider zu unvollständig, um einen Vergleich mit anderen Arten zu ermöglichen.

Es liegt mir außerdem noch ein Bruchstück, das erheblich röẞer ist und wahrscheinlich ebenfalls zur Gattung *Orthotetes* gehört, us den Schichten des Cerro del Aqua Negra vor.

30. *Stropheodonta argentina* nov. sp.

Taf. XIII, Fig. 27, a, 28, a.

Diese Form kommt in mehreren Exemplaren zusammen mit *eptoc. acutiplicata, Homalonotus* u. s. w. in den Schichten des erro del Fuerte vor. Die Schale ist breiter als lang, die entralklappe schwach konvex, die Dorsalklappe flach. Beide lappen sind in der Nähe des Stirnrandes knieförmig umgebogen, e Schloßecken ausgeschweift. Die ganze Oberfläche ist mit inen Anwachsstreifen bedeckt, die sich durch Teilung vermehren. ide Klappen besitzen eine lange schmale Area, welche die für e Gattung bezeichnende Kerbung zeigt. Im Innern der kleineren appe ist ein zweiteiliger Schloßfortsatz und eine Andeutung nes Median-Septums vorhanden, während man in der großen appe einen Muskelzapfen von birnförmiger Gestalt erkennt, der n zwei Deltidialplatten umfaßt wird und eine mittlere Einnkung zeigt.

Die Berippung unserer Form erinnert etwas an die von *roph. demissa* CONRAD[1]) aus den Hamilton-Schichten, ist aber deutend schwächer, wie mir ein Vergleich mit amerikanischen iginalstücken gezeigt hat. In allen übrigen Merkmalen sind ide Arten ganz verschieden.

31. *Spirifer antarcticus* MORRIS und SHARPE.

Taf. XIII, Fig. 22—25.

1[illegible]2. *Spirifer antarcticus* MORRIS u. SHARPE, Quart. Journ. Geol. Soc. London 2. S. 276, Taf. XI, Fig. 1.
„ *Orbignyi* u. ? *Hawkinsi* MORRIS u. SHARPE, Ebenda. Fig. 2 u. 3.
1[illegible]6. „ *antarcticus* u. *Orbignyi* SHARPE. Transact. Geol. Soc. London (2) 7. S. 207, 208, Taf. 26, Fig. 1—6.
„ *chuquisaca* ULRICH Bolovien, S. 65, Taf. IV, Fig. 19, 20.
„ *Vogeli* v. AMMON Lagoinha S. 11, Taf. 6.
1[illegible]7. „ *antarcticus* MORRIS u. SHARPE in KAYSER, Diese Zeitschr. S. 297, Taf. IX, Fig. 1—4.

Aus grauem mergeligen Sandstein des Cerro del Aua Negra (eg nach Gualilan) liegen mir mehrere zusammengedrückte Emplare dieser bereits durch MORRIS und SHARPE zuerst von d Falklands-Inseln und später aus Süd-Afrika, sowie durch

[1]) HALL, Palaeont. New York 8. t. XIV, f. 7—12. Ebenda 4. t. XVII, S. 101.

Kayser aus der Gegend von Jachal beschriebenen Form vor. Nach Vergleich mit den Originalen von *Sp. Vogeli* v. Ammon im Münchener Museum hat Kayser die genannte Form mit *Sp. antarcticus* vereinigt. Auch der bolivische *Sp. chuquisaca* Ulrich stimmt mit unserer Art überein und ist mit ihr zu vereinigen.

Die Form ist quer verlängert und geflügelt. Beide Klappen sind mäßig stark gewölbt, mit einem schwach einwärts gekrümmten Schnabel. Die Ventralklappe hat eine ziemlich hohe Area, die in der Mitte mit einer großen Deltidialöffnung versehen ist. Von der Schnabelspitze der Ventralklappe bis an den Schloßrand verläuft ein verhältnismäßig schmaler, tiefer, im Grund etwas abgeflachter Sinus. Auf der kleinen Klappe ist ein entsprechend abgeflachter Sattel vorhanden. Auf jeder Seite liegen 5 bis 8 kräftige, gerundete Falten. Die Oberfläche ist mit sich schuppig erhebenden Anwachsringen verziert, die unter der Lupe zahlreiche, feine, stäbchenförmige, längsstehende Papillen tragen, die dem unbewaffneten Auge nur als feine Radialstreifung erscheinen.

Es liegen mir noch zwei Steinkerne der Ventralklappe von verschiedenem Alter vor. Wie bei *Sp. primaevus* Steininger aus dem rheinischen Devon und *Sp. arrectus* Hall aus dem nordamerikanischen Oriskany Sandstein, zeigen sie je nach dem Alter gewisse Unterschiede. Ältere Individuen sind im Verhältnis zur Höhe bedeutend breiter als jüngere und haben einen höheren Muskelzapfen, kleinere Zahnstützen und gröbere Ovarial-Granulation auf beiden Seiten des Wirbelzapfens.

Spirifer boliviensis d'Orb.[1]) unterscheidet sich von *Sp. antarcticus* durch eine niedrigere Area und kräftigere Falten. Ebenso weicht *Sp. capensis* v. Buch nach Sharpe von *Sp. antarcticus* durch breiteren Sinus und Sattel, stärker gekrümmten Schnabel und eine mehr konkave Area ab.

32. *Rhynchospira sp.?*

Taf. XIV, Fig. 42.

Auf einem dunklen, kalkig-sandigen Gesteinstück vom Cerro del Aqua Negra liegt zusammen mit *Meristella sp.?* ein Steinkern einer ganz kleinen Ventralklappe. Die größte Breite beträgt nämlich nur 3 mm, die Länge 4 mm. Sie ist stark gewölbt und besitzt etwa 14 vom Wirbel auslaufende gerundete Längsrippen. Über die Mitte der Klappe verläuft vom Wirbel aus eine schmale sinusartige Senke, die nur etwa die Breite von drei Rippen besitzt. Die diese Senke begrenzenden Rippen sind stärker a

[1]) Voyage Amérique mérid. **3**. Pl. 4, S. 37.

lie übrigen. In der Nähe des Stirnrandes ist in der Mitte der Senke eine Rippe angedeutet. Die Anwachsstreifen sind nur ;anz schwach entwickelt. Eine Punktierung der Schale läßt sich ıicht feststellen.

Die in Rede stehende Art unterscheidet sich von *Retzia Iarnesiana* HARTT [1]) aus den devonischen Schichten Brasiliens :urch ihre schwache Rippe in der sinusähnlichen Senke, die berdies auch breiter ist.

Andere vergleichbare Arten sind mir nicht bekannt.

33. *Meristella sp.* ?

Taf. XIV, Fig. 38, a.

Am Cerro del Aqua Negra und am Ostflügel der Quebrada el Talacastra kommen massenhafte Steinkerne und unvollständige chalen eines glatten Brachiopoden vor, und zwar immer nur in inzelnen, dicht übereinander gepackten Klappen. Die Muschel timmt mit der von KAYSER [2]) vom Cerro del Aqua Negra zweifelaft als *Meristella* beschriebenen Form überein. Der Wirbel ist lein und spitz, der Umriß nahezu kreisförmig. Die Ventrallappe ist stark gewölbt und in der Mitte etwas kielförmig eroben; die Dorsalklappe dagegen ist verhältnismäßig flach und at einen schon in der Wirbelspitze einsetzenden, seichten, aber emlich breiten Sinus. Schwache konzentrische Streifen sind ıanchmal entwickelt, während Radialrippen völlig fehlen. Die truktur ist faserig.

Unsere Art hat in Umriß und Aussehen eine gewisse hnlichkeit mit *Orthis subcarinata* HALL [3]); aber da ich bei ihr ippen, geraden Schloßrand und Area nicht beobachtet habe, so ann ich sie nicht für eine *Orthis* halten. Ich habe sie als *Ieristella* bezeichnet.

34. *Leptocoelia acutiplicata* CONRAD.

Taf. XIV, Fig. 36 a—c, 37.

eptocoelia acutiplicata CONRAD in HALL, Palaeont. New York 4. S. 356, Taf. 57.
„ „ CONRAD, Ebenda 8. Taf. 53, Fig. 32—39.
„ „ KAYSER, a. a. O. S. 295, Taf. VIII, Fig. 13.

Schon KAYSER beschrieb diese bekannte Leitform der Oberelderberg-Schichten Nord-Amerikas vom Cerro del Fuerto und ım Westen des Jachal-Tales. Auch mir liegt sie in zahlichen Exemplaren von denselben und von einigen weiteren

---

[1]) Bull. Buffalo Soc. Nat. Sci. 1874 S. 243, t. X.
[2]) a. a. O. S. 294, t. IX, f. 5.
[3]) Palaeont. New York 8. t. VC, f. 25—33.

Fundorten vor, nämlich aus Geröllen, die eine Meile nördlich vom Grubenberge bei Gualilan gefunden wurden, und vom Ostflügel der Quebrada del Talacastra. An der letztgenannten Örtlichkeit haben sich außer beschalten Exemplaren auch Steinkerne gefunden, die meines Wissens bis jetzt überhaupt noch nicht beobachtet worden sind. Offenbar kommt die Muschel an allen genannten Stellen in gewissen Schichten in ungeheurer Anhäufung vor, sodaß sie ganze Bänke erfüllt.

Die kleine Form ist von pentagonalem bis kreisförmigem Umriß, die Ventralklappe schwach gewölbt, die Dorsalklappe flacher. Der kleine, an der Spitze durchbohrte Schnabel ist stark gekrümmt. In der zweiten Hälfte der Ventralschale bildet sich ein ganz schwacher Sinus aus, in dessen Mitte eine Falte liegt. In einer ähnlichen, aber seichteren und noch erheblich breiteren Einsenkung der Dorsalklappe liegen zwei Falten. Auf jeder Seite des Sinus kommen in beiden Klappen bis zu 5 Falten vor. Die auffallend stark glänzende Schale ist dünn und feinfaserig.

Die Steinkerne haben eine tiefe, vom Wirbel auslaufende Rinne und Andeutungen von Falten auf jeder Seite. Andere Merkmale waren nicht zu beobachten.

35. *Leptocoelia flabellites* Conrad.

Taf. XIV, Fig. 35, a—c.

Leptocoelia flabellites Conr. in Hall, Palaeont. New York. 8. Pt. II. Taf. 53, Fig. 40—53.
" " Ulrich, Bolivien. S. 61, Taf. 4, Fig. 9—13.
" " v. Ammon, Lagoinha. S. 12, Fig. 7.
" " Kayser, Diese Ztschr. S. 304, Taf. XII, Fig. 5, 6.

Es liegen mir mehrere Exemplare aus den Schichten vom Cerro del Aqua Negra vor.

Auch diese nordamerikanische Oriskany-Art wurde bereits von Ulrich aus Bolivien, von Kayser aus der Gegend des Titicacasees und von L. v. Ammon aus Brasilien (Mato Grosso) beschrieben. In Bolivien und Brasilien ist sie charakteristisch für die *Leptocoelia*-Schiefer, welche der oberen Grenze des Unter-Devon oder vielleicht noch dem unteren Mittel-Devon entsprechen. Höchst wahrscheinlich gehört zu unserer Art auch *Atrypa palmata* Morris und Sharpe[1]) aus den devonischen Schichten der Falkland-Inseln. Schon Kayser und Ulrich haben sie mit *L. flabellites* vereinigt. Nach diesen beiden Autoren sollen weiter auch *Orthis Aymara* Salter[2]) und *Terebratula peruviana* d'Orb.[3])

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. 2. 1846 S. 276, t. 10, f. 3.
[2]) Ebenda 17. t. 4, f. 14.
[3]) Voyage dans l'Amérique méridionale 3. Pl. IV, S. 56 VIII t. 2, f. 22—25.

us Bolivien hierher gehören. Endlich kommt dieselbe Art in roßer Häufigkeit in den devonischen Schichten Süd-Afrikas Warm Bokkeveld, Cedarberg, Hottentots Kloof und bei Cold okkeveld) vor.[1])

Die Muschel ist ungleichklappig, von gerundet-fünfseitigem mriß, mit 12—14 Falten auf jeder Klappe. Die Ventralklappe t mäßig gewölbt, mit ziemlich langem eingekrümmtem Schnabel ıd einem ziemlich flachen, aber verhältnismäßig breiten Sinus. ie Mitte dieses Sinus wird von einer Rippe eingenommen, die enso wie die den Sinus begrenzenden Rippen etwas stärker t als die übrigen seitlichen Rippen. Die Dorsalklappe ist ganz ıch gewölbt und hat einen äußerst seichten, kaum angedeuteten nus. Es liegen darin, wie bei der vorigen Art zwei Rippen, e die übrigen an Stärke übertreffen. Das Innere zu unter-chen hatte ich keine Gelegenheit.

36. *Liorhynchus Bodenbenderi* Kayser.

Taf. XIV, Fig. 31—34, a—c.

orhynchus Bodenbenderi Kayser a. a. O. Taf. VIII, Fig. 1—10, S. 292.

Diese von Kayser aus derselben Gegend beschriebene Art mmt häufig in den Schichten des Cerro del Fuerte und des rro del Aqua Negra vor.

Außerdem liegen mir einige Exemplare vor, die in Geröllen es Baches ungefähr eine Meile nördlich von den Grubenbergen ı Gualilan, sowie in den Geschieben des Rio de las Casitas h fanden. Die Originale Kaysers stammen aus den tieferen rsteinerungshorizonten der devonischen Schichten auf beiden iten des Jachal-Tales. Nach Vergleich mit diesen finde ich e vollständige Übereinstimmung meiner Stücke.

Die Art zeigt je nach dem Alter der Individuen einige Ver-s iedenheiten. Junge Exemplare sind schwächer, ältere dagegen s rker gewölbt. Der Umriß ändert sich vom gerundet fünf-s igen in der Jugend gewöhnlich zum bald schmal-, bald breit-d iseitigen im Alter, während noch andere Individuen ihre ur-s üngliche Gestalt beibehalten. Der Ventralwirbel ist klein und s rk gekrümmt, sodaß er die Stielöffnung verdeckt. In der J end fehlen Sinus und Sattel gänzlich. In einem gewissen Aer entwickelt sich ein Sinus in der zweiten Hälfte der Ventral-k ppe, und ein Sattel auf der Dorsalklappe. Sehr charakteristisch is sowohl bei jüngeren als auch bei älteren Individuen eine vom W bel der Dorsalklappe auslaufende seichte Rinne. Die jugend-li en Formen sind gleichmäßig mit kräftigen Rippen bedeckt.

[1]) L. v. Ammon, Lagoinha S. 5.

Bei älteren Exemplaren werden die seitlichen Rippen allmählich schwächer, während die mittleren sich umgekehrt stärker zu entwickeln pflegen. Gewöhnlich liegen im Sinus drei, auf dem Sattel vier, auf jeder Seite drei bis vier Falten. Innere Merkmale konnte ich nicht beobachten.

Die *Liorhynchus*-Arten des nordamerikanischen Devon unterscheiden sich von der unsrigen durch das Fehlen so kräftiger Rippen und der schmalen, vom Wirbel der Brachialklappe auslaufenden Rinne. Dieselben Unterschiede gelten auch für die rheinischen Devon-Arten, die überdies durch stärkere Querausdehnung und einen breiteren Sinus ausgezeichnet sind.

37. *Tropidoleptus fascifer* Kayser

1897. *Tropidoleptus fascifer* Kayser a. a. O. S. 291.

Taf. IX, Fig. 13—16.

Diese bereits von Kayser vom Cerro Blanco beschrieben Spezies liegt mir hauptsächlich aus den Schichten vom Cerr del Aqua Negra (Weg nach Gualilan) vor, wo sie zusammen mi *Liorh. Bodenbenderi*, *Leptoc. acutiplicata* u. s. w. auftritt Weitere Exemplare stammen aus Geröllen des Rio de las Casita ($1^1/_2$ Meilen südlich vom Profil der Aqua Negra) und aus Ge schieben eines Baches ungefähr eine Meile nördlich vom Gruben berge von Gualilan. Einige Stücke liegen mir endlich auch vo dem Ostflügel der Quebrada del Talacastra vor.

Die Ventralklappe ist schwach gewölbt, die Dorsalklapp flach. Unter dem Wirbel der Ventralklappe liegt eine dreiseitig niedrige Area mit zwei kräftigen lamellenförmigen gekerbte Zähnen. Der Schloßrand ist gerade und kommt der größte Länge der Muschel gleich. Zahlreiche Rippen, die von de Wirbeln ausstrahlen und sich durch Teilung und Einschaltun vermehren, bedecken beide Klappen. Außerdem ist die gan Oberfläche mit sehr feinen Rippchen und Tuberkeln versehe An gut erhaltenen Exemplaren sind Anwachsstreifen deutlic zu erkennen.

Diese Art unterscheidet sich von *Tr. carinatus* Con (= *Tr. laticosta* Schnur[1]) aus den Hamilton-Schichten Nor Amerikas und aus etwas älteren Ablagerungen Süd-Amerikas u Süd-Afrikas sehr leicht durch die größere Feinheit und d Spaltung der Rippen.

---

[1]) Hall, Palaeont. New York **4**, 1867. Taf. 62 und Ulric Bolivien S. 73, Taf. 4, Fig. 32—34.

38. *Vitulina pustulosa* CONRAD

Taf. XIV, Fig. 43.

860. *Vitulina pustulosa* HALL, Report State Cab. S. 82.
862. „ „ HALL, 15 Rep. State Cab. S. 187.
„ „ CONR., HALL, Palaeont. New York **4**, S. 410, Taf. 62 u Ebenda **8**, S. 138, Taf. 82.
374. „ „ RATHBUN, Bull. Buffalo Soc. Nat. Sci. **1**, S. 255, Taf. 9.
381. „ „ RATHBUN, Proceed. Boston Soc. Nat. Hist. **20**. S. 36.
376. „ „ DERBY, Bull. Mus. Harvard Coll. **3**, No. 12, S. 282.
388. „ DERBY, N. Jahrb. f. Min. **2**, S. 173.
390. „ sp. DERBY, Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro **9**, S. 76.
„ *pustulosa* ULRICH, Bolivien S. 71, Taf. IV, Fig. 26—29.
397. „ „ KAYSER, Diese Zeitschr., S. 296, Taf. IX, Fig. 6—12.

Auch diese nordamerikanische Hamilton-Art ist bereits von AYSER vom Cerro del Fuerte beschrieben worden. Mir liegt ne kleine Dorsalklappe vom Cerro del Aqua Negra, und zwar isammen mit *Ch. Arcei* und *Sp. antarcticus* vor.

Die Spezies hat eine weite Verbreitung, da sie auch aus n devonischen Schichten Brasiliens, Boliviens und Süd-Afrikas kannt ist.

Die Muschel ist breiter als lang, der Schloßrand gerade und itspricht der größten Breite der Schale. Die Dorsalklappe ist hwach gewölbt und hat eine mittlere sinusähnliche Einsenkung, der eine gerundete Falte liegt. Auf jeder Seite liegen 5 bis 6 nliche Falten. Die Ventralklappe ist nach KAYSER stark ge-ölbt und besitzt eine hohe Area. Ihre Rippen sind denen der rsalklappe ähnlich, nur treten hier die beiden Mittelrippen ärker hervor als die übrigen.

Anthozoa.

39. *Pleurodictyum sp.*

Taf. XII, Fig. 21, a.

Vom Cerro del Fuerte stammt ein schlecht erhaltenes Stück eser Koralle. Die Oberseite ist gewölbt und besteht aus mehreren cht bei einander stehenden polygonalen Zellen. Einige sind rseitig, die meisten jedoch fünf- bis achtseitig. Die größte lt einen Durchmesser von ungefähr 3 mm. Die Unterseite ist cht erhalten.

Die Koralle unterscheidet sich von *P. stylophorum* EATON[1]) s den Hamilton Schichten Nord-Amerikas und *P. problematicum*

[1]) F. ROEMER, Lethaea Palaeozoica t. 23, f. 2a, 2b als *P. americanum* nov. abgebildet S. 428.

Goldfuss aus dem rheinischen Unter-Devon durch geringere Größe der Zellen. Da kein genügendes Material vorhanden und mein Steinkern schlecht erhalten ist, so ist eine genauere Beschreibung unmöglich.

40. *Favosites argentina* nov. sp.

Taf. XII, Fig. 20, a, b.

Diese Koralle liegt mir in mehreren Stücken vom Cerro del Fuerte vor. Das Gestein ist demjenigen ähnlich, welches am Cerro del Aqua Negra *Sp. antarcticus*, *Chonetes Arcei* u. s. w. führt.

Der Korallenstock ist verzweigt und aus dicht nebeneinander liegenden und miteinander verwachsenen prismatischen Röhrenzellen zusammengesetzt. Die Kelche sind von sehr ungleicher Größe, die größeren, oft annähernd zylindrischen, erreichen zuweilen einen Durchmesser von 3 mm. Die kleineren sind dreieckig bis gerundet-fünfseitig. Die Zellwände sind ziemlich dick und mit deutlichen Verbindungsporen versehen, die Böden gut entwickelt. Sie liegen ziemlich gedrängt, sind aber nur ausnahmsweise eben. In der Regel verlaufen sie unregelmäßig bogen- bis blasenförmig und stützen sich aufeinander. Übrigens wird ihr Bild im Dünnschliff offenbar durch die Erhaltung beeinflußt. Ein auffallendes Merkmal dieser Art bildet die starke Entwickelung von Septaldornen die schon für das unbewaffnete Auge leicht sichtbar sind und als eine Reihe hintereinander liegender, als stumpfe Leiste erscheinender Knötchen bis weit in die Kelche hinein reichen. Die Zahl der Leistenreihen schwankt zwischen 12 und 15.

F. argentina ist wohl am nächsten verwandt mit *F. Forbesi* Edwards und Haime *var. eifelensis* Nicholson[1]) aus dem Kalk der Eifel. Beide zeigen dieselbe starke Entwickelung der Septaldornen. Die letztgenannte Art ist aber massig, während die unserige ästig-verzweigt ist.

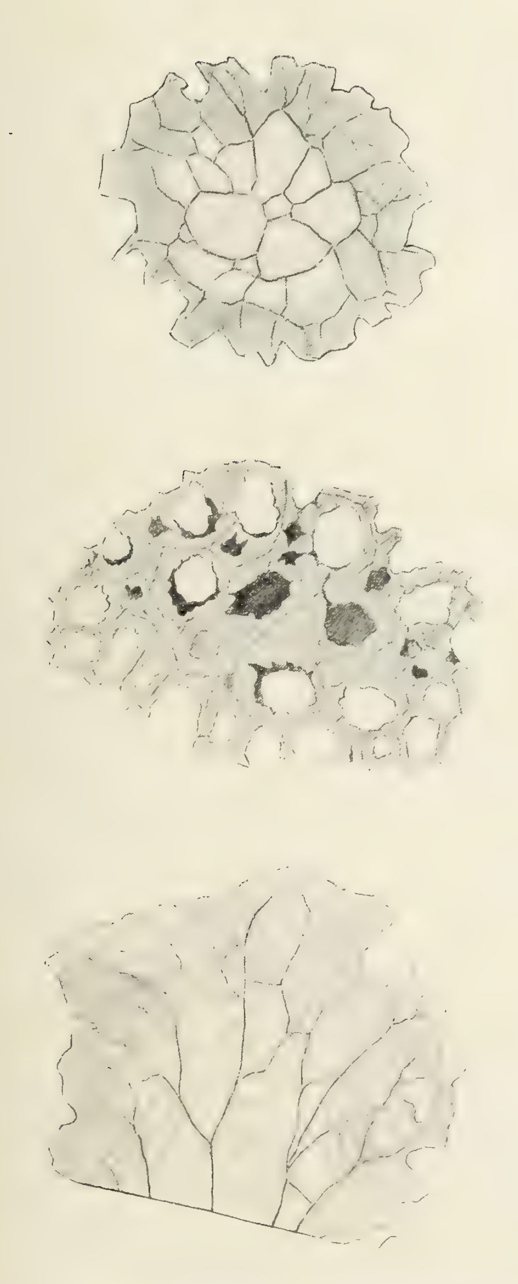
Frech stellt *Fav. Forbesi* E. u. H. var. *eifelensis* Nich. zu *F. gotlandica* Goldf. und spricht sich darüber in folgender Weise aus. „Die von Nicholson so bezeichnete Form ist, wie mir die Untersuchung zahlreicher Eifeler Exemplare bewiesen hat, eine durch stärkere Entwickelung der Septaldornen ausgezeichnete Abänderung von *F. gotlandica* Goldf. sp. (im Sinne Nicholsons). Die ungleiche Größe der Röhren erklärt sich durch das Auftreten zahlreicher jüngerer Kelche zwischen den ausgewachsenen Individuen.“ [2]) Die Unterschiede von F. go[...]

---

[1]) Tabulate corals 1879, S. 61, t. II, f. 3 und t. III, f. 1 u. 1[...] und Roemer, Lethaea Palaeozoica **1**. S. 422.

[2]) Dames und Kayser, Paläont. Abhandl. **3**. S. 31.

Zu Seite 268



Favosites argentina nov. sp. 3 : 1.



ndica oder richtiger gesagt *F. Goldfussi* Edwards und Haime[1])
- so nämlich muß man nach dem Vorgange von Edwards und
aime die devonischen Vorkommen der fraglichen Koralle
nnen — und *F. Forbesi* liegen darin, daß bei *F. Forbesi*
e Kelche von ungleicher Größe, weniger prismatischer Gestalt
ıd dickwandiger sind. Abweichend von Frech möchte ich
nehmen, daß die ungleiche Größe der Kelche und die übrigen
nannten Merkmale für die Trennung beider Formen von Be-
utung sind.

41. Problematicum.

Taf. XI, Fig. 11.

Es liegt noch ein zweifelhafter Rest vor, der aus einem
chgeschiebe des Rio de las Casitas stammt. Er ist 14 mm
ıg, von verzweigter Gestalt und erinnert an gewisse Bryozoen.
sselbe Gesteinstück enthält auch *Tropidoleptus fascifer.*

Zusammenfassung.

Im vorstehenden paläontologischen Teil der Arbeit sind aus
m argentinischen Devon im ganzen 41 Formen beschrieben
rden, während aus demselben Gebiet bisher nur 27 bekannt
ren.

Die für das in Rede stehenden Gebiet neuen Arten sind:

ilobitae: *Homanolotus Kayseri, Phacops argentinus, Dalmanites* sp., *D.* sp., *D.* sp.?, *D. Drevermanni* nov. sp.

tracoda: *Beyrichia argontina* nov. sp.

stropoda: *Ptomatis* sp., *Phragmostoma* sp., *Tropidocyclus* sp., *Tropidocyclus* cf. *Gilletianus, Pleurotomaria* sp. α, *Pl.* sp. β, *Loxonema* sp.?, *Platyceras Clarkei* nov. sp.

ntaculitidae: *Tentaculites bellulus.*

mellibranchiata: *Actinopteria Eschwegei, Nuculites* sp., *Cypricardella* sp.?, *Goniophora* sp.

achiopoda: *Chonetes Arcei, Ch. coronata, Stropheodonta argentina* nov. sp., *Leptocoelia flabellites, Rhynchospira* sp.?, *Pholidops* sp.?

thozoa: *Pleurodictyum* sp., *Favosites argentina* nov. sp.

Von für unsere Gegend zum ersten Male beschriebenen
ttungen sind zu nennen: *Dalmanites, Beyrichia, Tropido-
clus, Phragmostoma, Platyceras, Loxonema?, Stropheodonta,
lolidops?, Actinopteria, Nuculites, Cypricardella?, Goniophora,*

[1]) Polypiers fossiles des Terrains Paléozoiques. 1851. S. 235,
t. XX, f. 3.

Pleurodictyum und *Favosites*. Vielleicht tritt zu diesen Gattungen noch *Rhynchospira* hinzu, bei der aber die Gattungsbestimmung nicht völlig gesichert ist.

Für das südamerikanische Devon überhaupt sind von den oben beschriebenen 41 Formen 15 neu.

Als an und für sich neue Arten endlich sind sieben zu nennen, nämlich: *Homalonotus Kayseri*, *Phacops argentinus*, *Dalmanites Drevermanni*, *Beyrichia argentina*, *Platyceras Clarkei*, *Stropheodonta argentina* und *Favosites argentina*. Auch für fünf weitere Formen ist es wahrscheinlich, daß sie neue Arten darstellen, jedoch war dies infolge ihrer ungenügenden Erhaltung nicht mit Sicherheit festzustellen.

Die nachstehende Liste gibt die sämtlichen, bisher aus Süd-Amerika bekannten devonischen Versteinerungen[1]) an:

[1]) Die Versteinerungen von Ponta Grossa sind in dieser Liste nicht berücksichtigt worden, da Derby in seiner Mitteilung im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1888 2. S. 173 nur Gattungs-Namen aufführt.

Erklärung der Tafel XI.

Fig. 1, a. *Dalmanites Drevermanni* THOMAS. Kopf von vorn und von der Seite gesehen. S. 247.

Fig. 2, a. Dieselbe Art. Pygidium von vorn und von der Seite gesehen.

Fig. 3. Dieselbe Art. Bruchstück des Rumpfes.

Fig. 4. *Beyrichia argentina* THOMAS. Ungef. 20 mal vergrößert. S. 250.

Fig. 5. *Homalonotus Kayseri* THOMAS. Steinkern eines Bruchstückes des Kopfes. S. 245.

Fig. 6, a, b. Dieselbe Art. Drei Ansichten eines Steinkernes des Pygidiums.

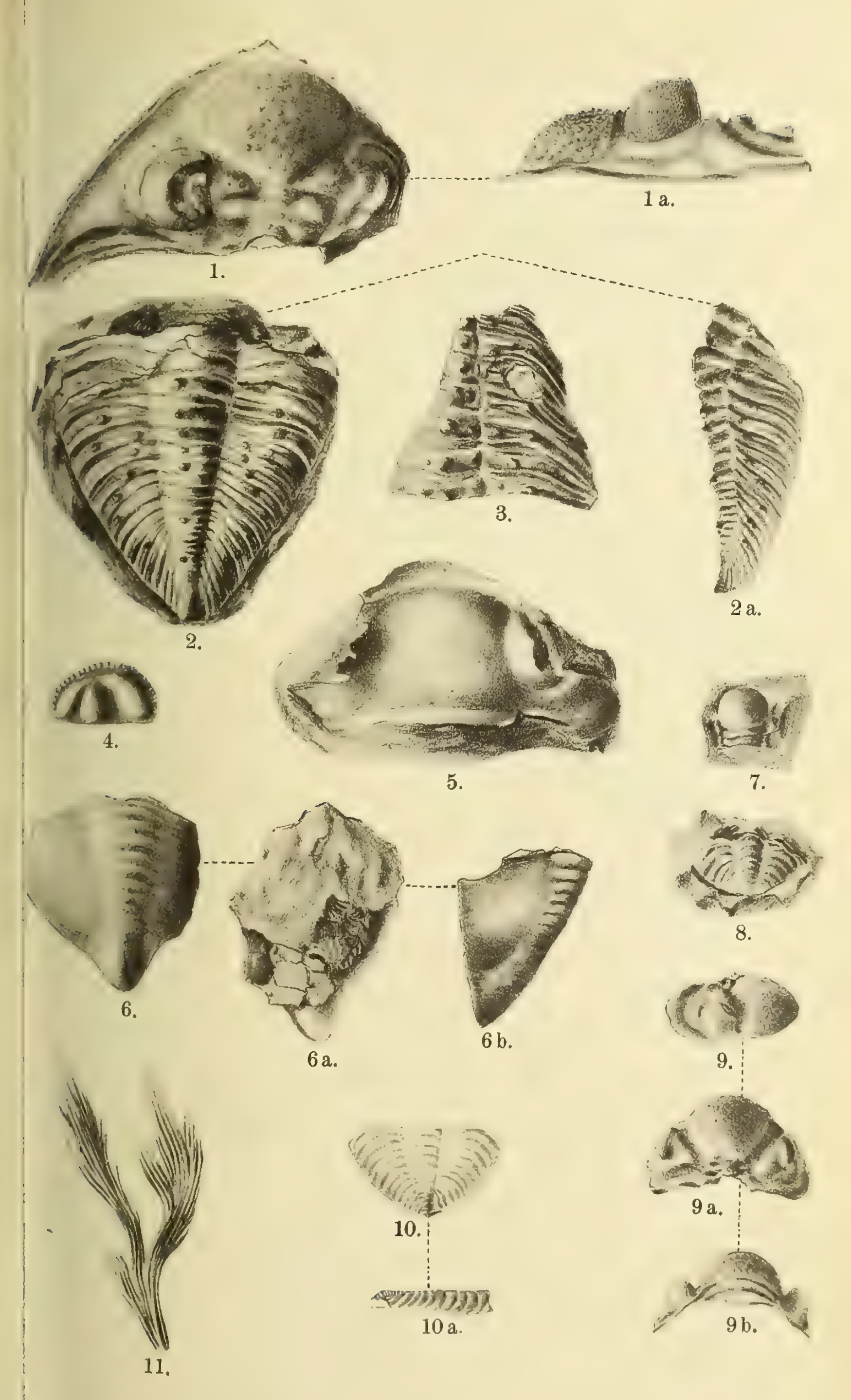
Fig. 7. *Dalmanites* sp. ? Steinkern eines Bruchstückes des Kopfes. S. 249.

Fig. 8—9, a, b. *Phacops argentinus* THOMAS. Steinkerne vom Kopf und einem Pygidium. S. 246.

Fig. 10, a. *Dalmanites* sp. Steinkern eines Pygidiums von vorn und von der Seite gesehen. S. 246.

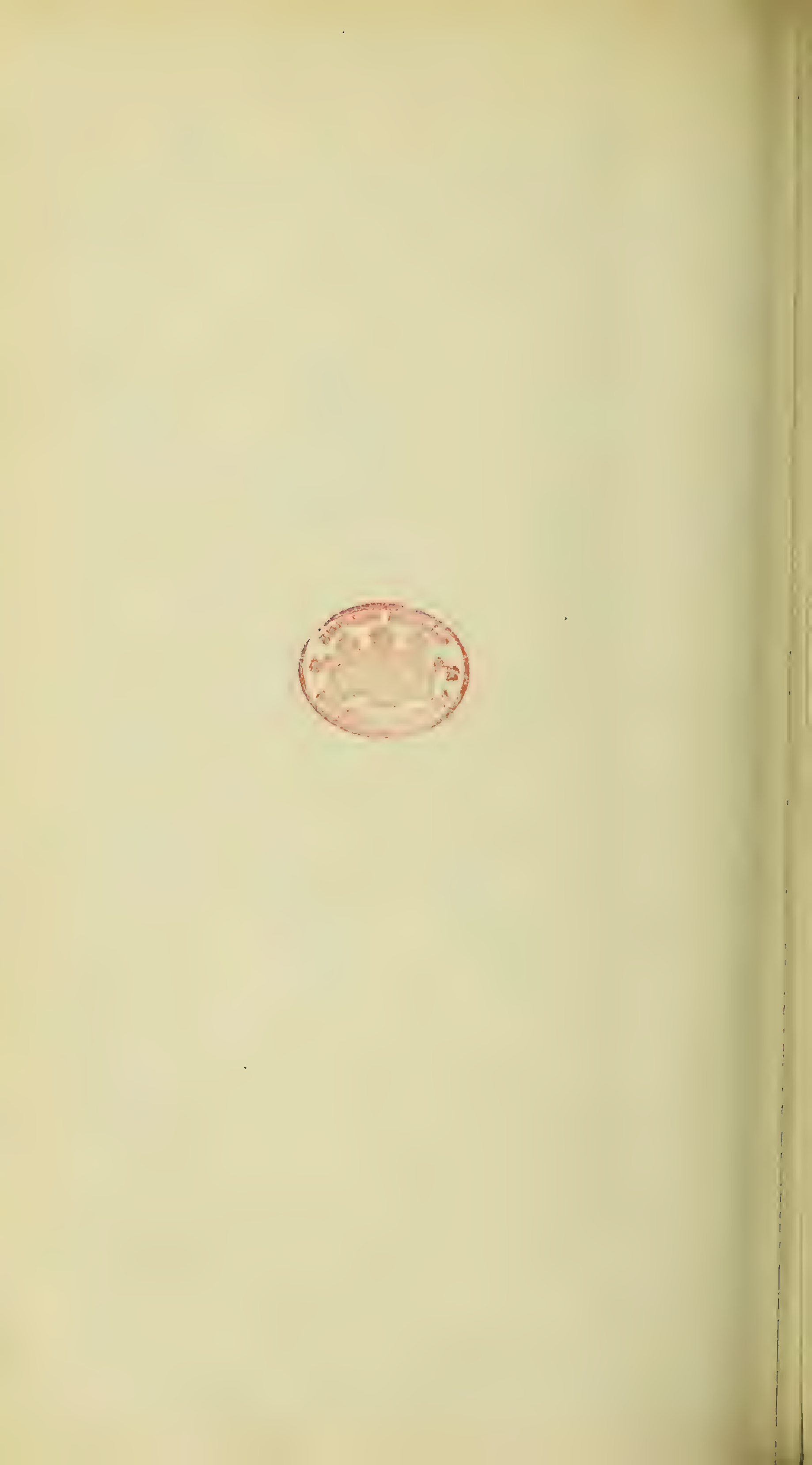
Fig. 11. *Problematicum*. $2^1/_2$ mal vergrößert. S. 269.

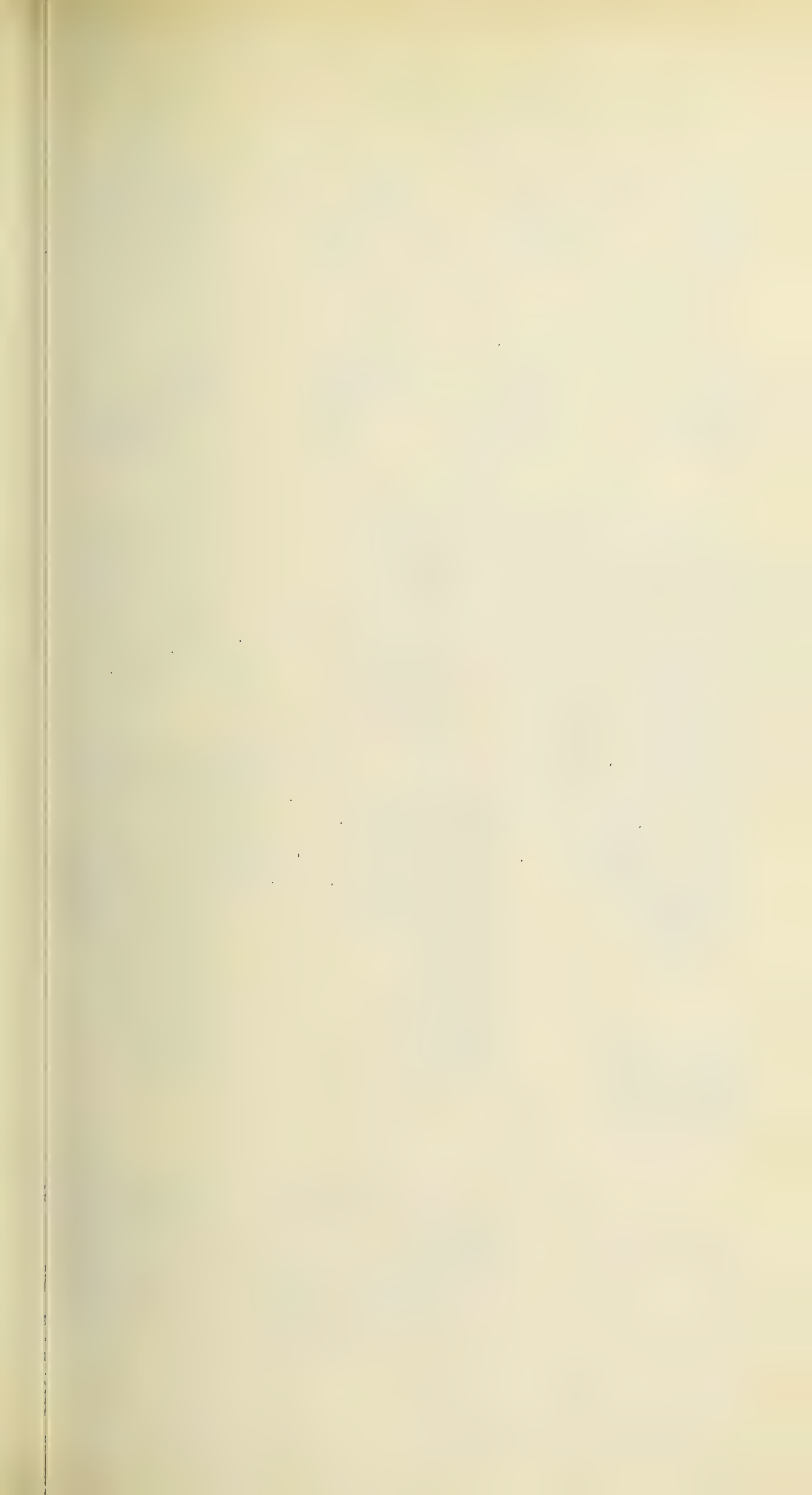
Originale im geologischen Institut der Universität Göttingen.



O. Dörbecker del.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.





Erklärung der Tafel XII.

Fig. 12, a. *Ptomatis* sp. Steinkern. S. 251.

Fig. 13, a. *Tropidocyclus* cf. *Gilletianus* HARTT u. RATHBUN. Steinkern. 13b natürliche Größe. S. 253.

Fig. 14. *Phragmostoma* sp. Steinkern in der Nähe der Mündung. S. 252.

Fig. 15, a. *Pleurotomaria* sp. β. Steinkern. S. 254.

Fig. 16. *Pleurotomararia* sp. α. Steinkern. S. 253.

Fig. 17, a, b. *Platyceras Clarkei* THOMAS. Steinkern. S. 253.

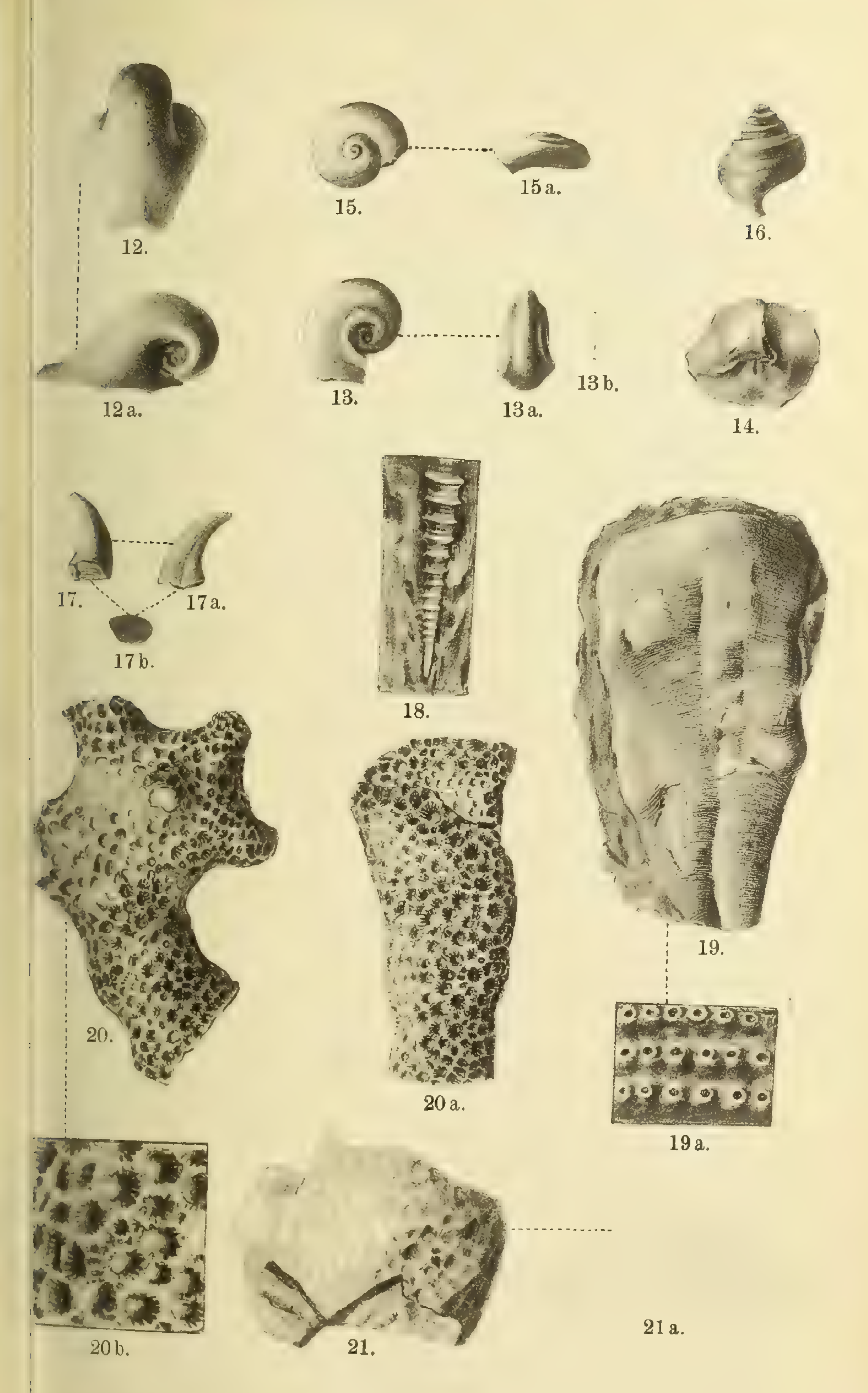
Fig. 18. *Tentaculites bellulus* HALL. 3mal vergrößert. S. 255.

Fig. 19, a. *Conularia Quichua* A. ULRICH. S. 254.
- Fig. 19. Verquetschtes Exemplar.
- Fig. 19a. Skulptur, 20mal vergrößert.

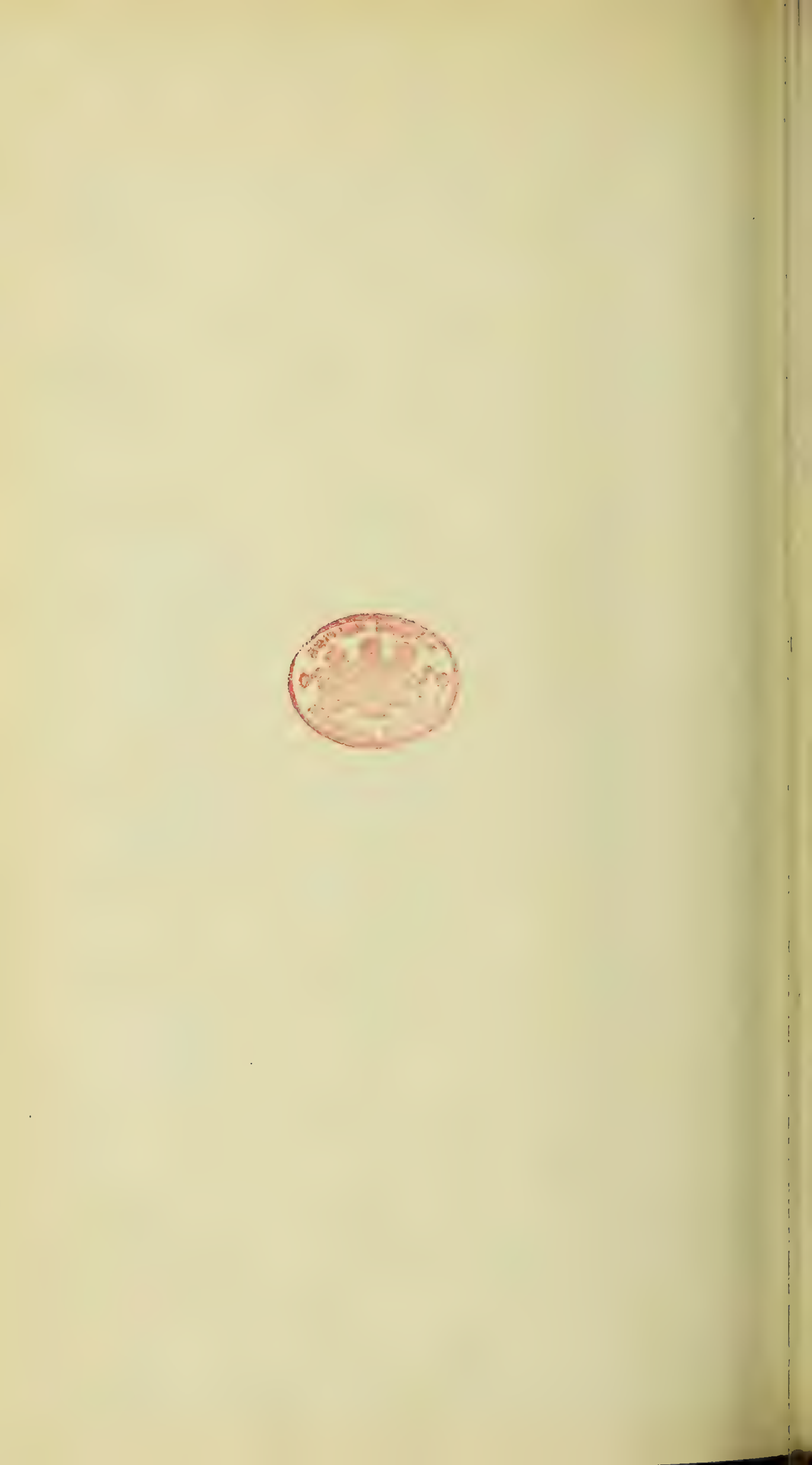
Fig. 20, a, b. *Favosites argentina* THOMAS S. 268.
- Fig. 20, 20a. Exemplare mit deutlich entwickelten Septen.
- Fig. 20b. Fragment vergrößert.

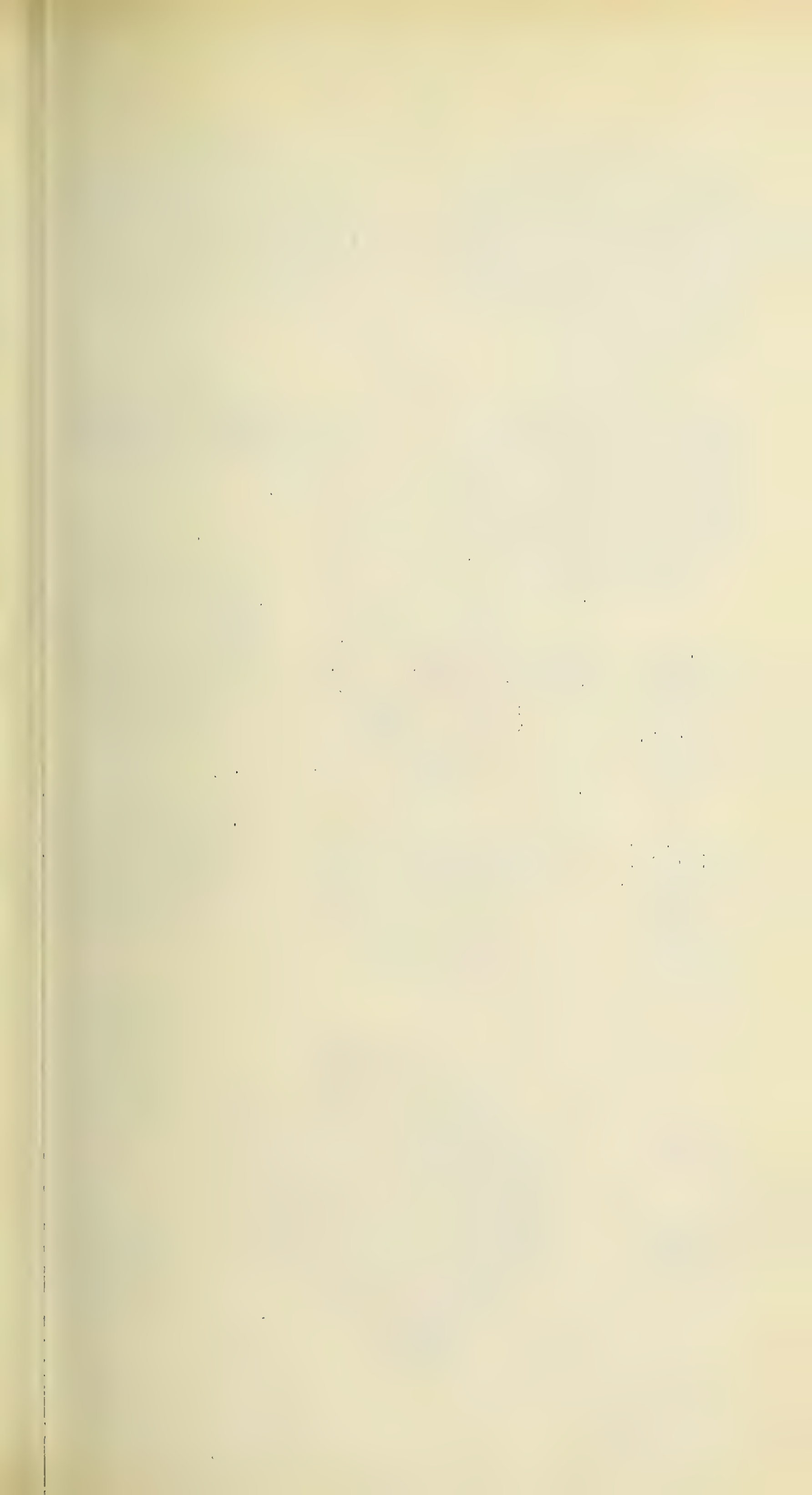
Fig. 21, a. *Pleurodictyum* sp. S. 267.
- Fig. 21. von oben,
- Fig. 21a. von der Seite gesehen.

Originale im geologischen Institut der Universität Göttingen.



). Dörbecker del. Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.





Erklärung der Tafel XIII.

Fig. 22–25. *Spirifer antarcticus* MORRIS und SHARPE. S. 261.
Fig. 22. Stielklappe.
Fig. 23. Brachialklappe (verquetscht).
Fig. 24, 25. Zwei Steinkerne der Stielklappe von verschiedenem Alter.

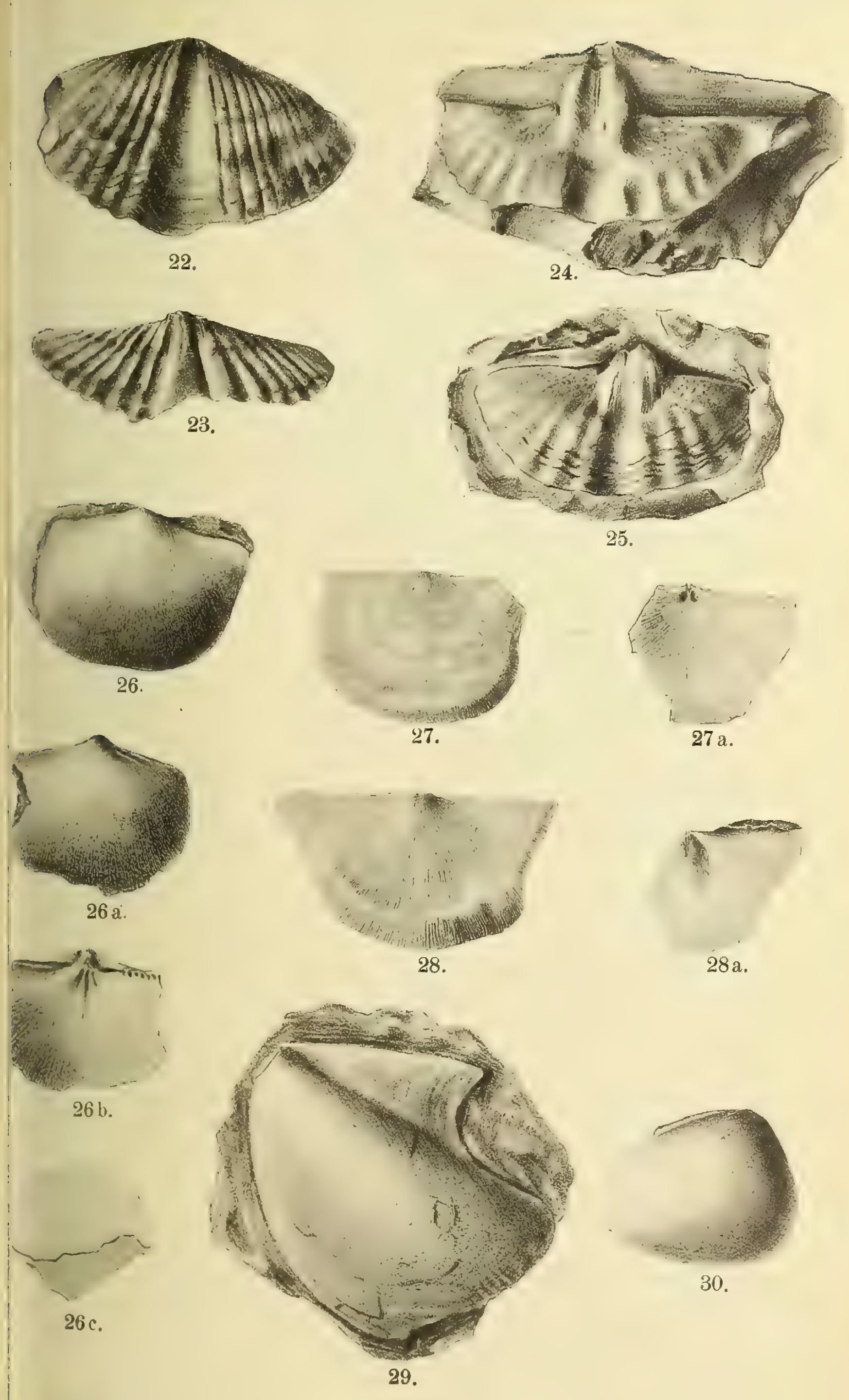
Fig. 26. *Chonetes Arcei* ULRICH. S. 258.
Fig. 26, 26a. Stielklappe.
Fig. 26b. Inneres der Stielklappe.
Fig. 26c. Stielklappe von der Seite gesehen.

Fig. 27, 28. *Stropheodonta argentina* THOMAS. S. 261.
Fig. 27. Brachialklappe.
Fig. 27a. Steinkern der Brachialklappe.
Fig. 28. Stielklappe.
Fig. 28a. Steinkern der Stielklappe.

Fig. 29. *Actinopteria Eschwegei* CLARKE S. 257.

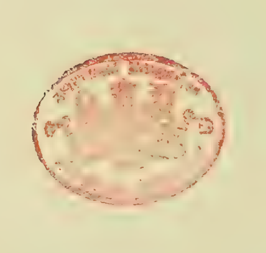
Fig. 30. *Cypricardella* sp.? S. 256.

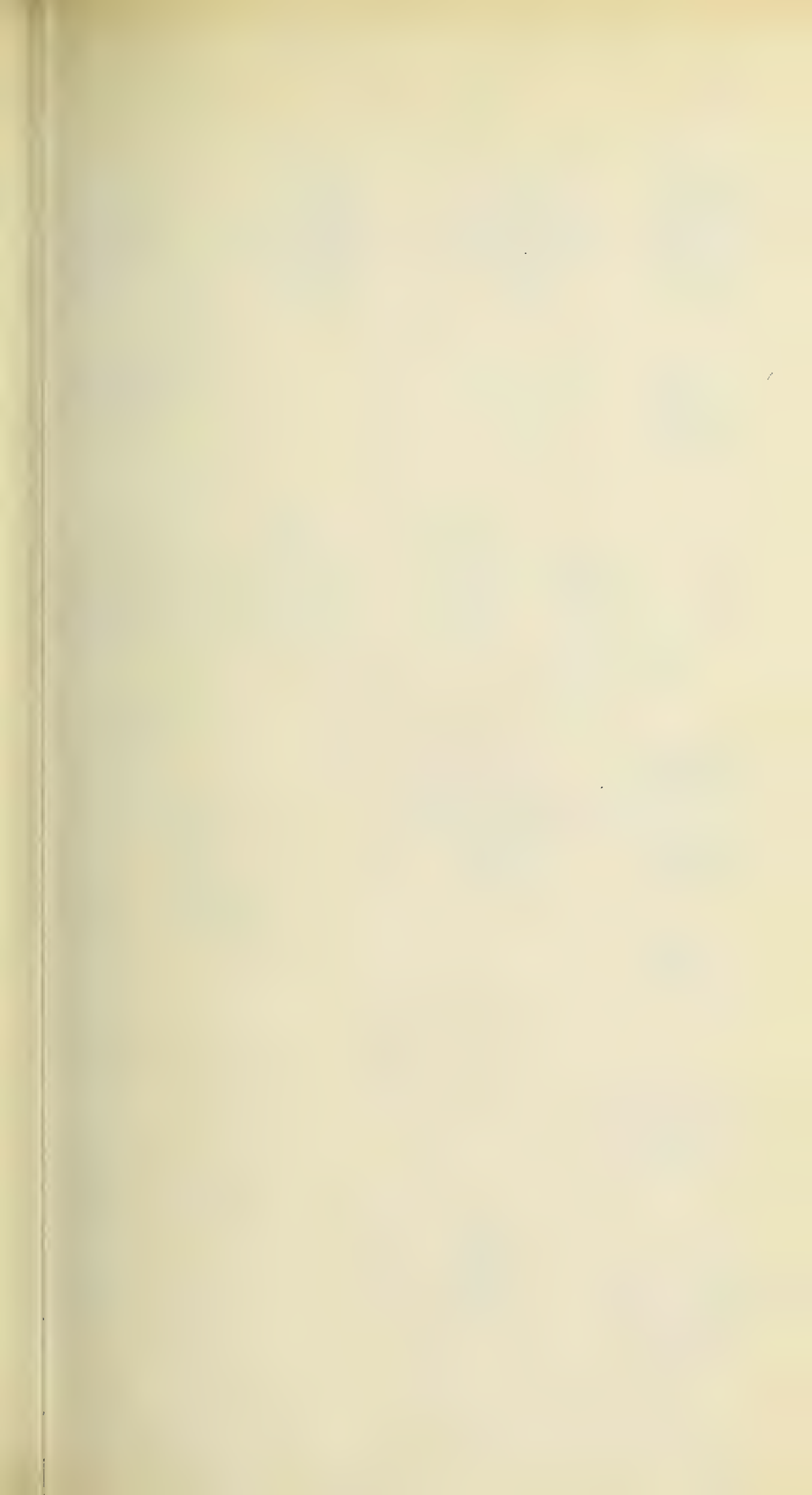
Originale im geologischen Institut der Universität Göttingen.



O. Dörbecker del.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.





Erklärung der Tafel XIV.

Fig. 31—34, a—c. *Liorhynchus Bodenbenderi* KAYSER. S. 265. Ansichte einer Reihe von Exemplaren verschiedenen Alters, die die groß Veränderlichkeit der Art zeigen.

Fig. 35, a—c. *Leptocoelia flabellites* CONRAD. S. 264.

Fig. 36, a—c. *Leptocoelia acutiplicata* CONRAD. S. 263.

Fig. 37. Dieselbe Art. Steinkern.

Fig. 38, a. *Meristella* sp.? S. 263.

Fig. 38. Stielklappe.

Fig. 38a. Brachialklappe.

Fig. 39, 40. *Chonetes coronata* CONRAD. S. 259.

Fig. 39. Stielklappe.

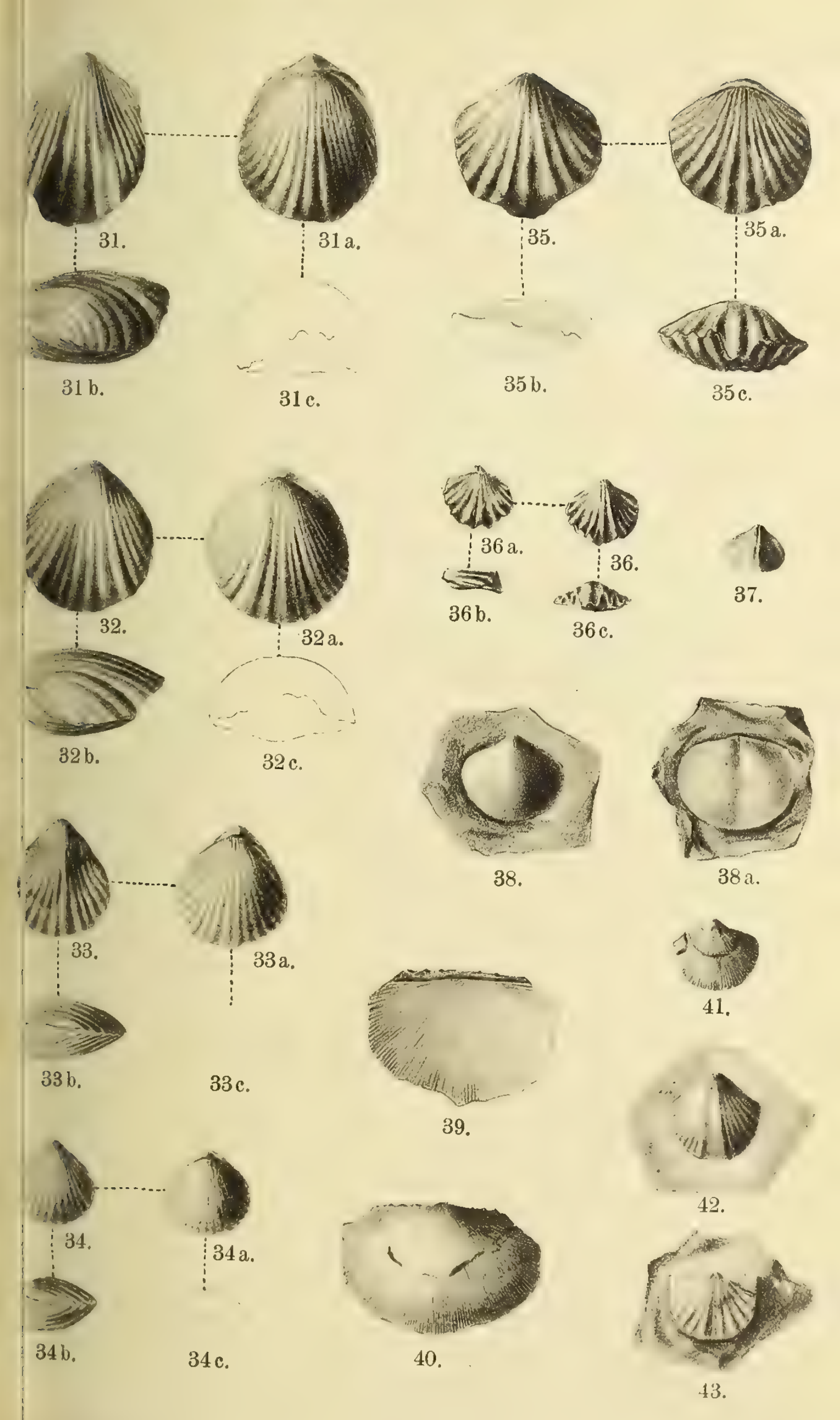
Fig. 40. Brachialklappe.

Fig. 41. *Orthotetes* sp.? S. 260. Steinkern einer Stielklappe.

Fig. 42. *Rhynchospira* sp.? S. 262. Stielklappe 3 mal vergr.

Fig. 43. *Vitulina pustulosa* HALL. S. 267. Brachialklappe.

Originale im geologischen Institut der Universität Göttingen.



Dörbecker del.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.



Anmerkung:

× bezeichnet das anderweitige Vorkommen derselben.

+ dasjenige einer nahe verwandten Art.

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Maecurú-Gruppe Rio Maecurú	Maecurú-Gruppe Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curua-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Trilobitae.																					
Homalonotus Kayseri THOMAS		×																			+ ?
H. Derbyi CLARKE					×													+	+		
H. Oiara HARTT u. RATHRUN							×														+
H. (Calymene?) acanthurus CLARKE					×																
H. sp.															×						
Phacops brasiliensis CLARKE					×					×									+	+	
Ph. menurus „					×													+	+	+	
Ph. scirpeus „					×																
Ph.? pullinus „					×																
Ph. Dagincourti ULRICH											×								+	+	
Ph. sp. α „												×									
Ph. argentinus THOMAS		×																			+
Ph. Goeldii KATZER					×																
Ph. sp.					×																
Dalmanites gonzaganus CLARKE									×												
D. maecura „					×													+	+	+	

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Saudstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskary	Ober-Helderberg	Hamilton
Dalmanites maecura var. Clarke					×													+	+	+	
D. australis „					×																
D. galea „					×																
D. infractus „					×																
D. hemilobus „					×														+	+	
D. gemellus „					×																
D. macropyge „					×																
D. Clarkei Ulrich											×							+	+	+	
D. Ulrichi Katzer						×															
D. Drevermanni Thomas	×																			+	
D. sp.	×																				
D.? sp.		×																			
D. sp.		×																			
D. (Cryphaeus) Paituna Rathbun							×														+
Cryphaeus convexus Ulrich											×										
C. giganteus „											×				×						
C. sp. *α* „												×									

	Argentinien				Brasilien: Pará				Brasilien		Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
	W. des Jachal-Tal	O. des Jachal-Tal	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Maecurú-Gruppe: Rio Maecurú	Maecurú-Gruppe: Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe	Paraná	Mato Grossa	Icla-Schichten	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Cryphaeus sp.	×																				
Acaste devonica ULRICH											×										
Cyphaspis sp. α „											×									+	
Harpes sp.										×											
Acidaspis oder *Ceraurus ?* sp.					×																
Beyrichia ? sp.							×														
B. argentina THOMAS		×																			
Gastropoda																					
Platyceras Whitei CLARKE					×															+	
Pl. Whitei var. *Curua* „						×														+	
Pl. Hussaki „					×															+	
Pl. Steinmanni „					×															+	
Pl. Hartti „					×													+	+		
Pl. symmetricum (HALL) HARTT u. RATHBUN							×														×
Pl. symmetricum var. *naecuruense* CLARKE					×																+
Pl. Clarkei THOMAS		×																			

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W.desJachal-Tal.	O.desJachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curua-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Platyceras Meerwarthi KATZER					×																
Pl. Tchernyschewi „					×																
Pl. contoanum „					×																
Pl. gracile „					×																
Pl. subconicum „					×																
Strophostylus varians HALL					×															×	
Diaphorostoma Darwini CLARKE					×	×													+		
D. ? Agassizi „					×														+		
D. Furmanianum HARTT u. RATHBUN							×														+
D. ? oder *Naticopsis?*	×	×																			
Pleurotomaria Kayseri ULRICH											×									+	
Pl. rochana HARTT u. RATHBUN							×														
Pl. sp. α, THOMAS		×																			
Pl. sp. β, „		×																			
Murchisonia sp.					×																
Bellerophon Stelzneri CLARKE						×														+	
[illegible]							×														+

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huanampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Bellerophon sp.		×																		+	
B. sp.										×											
B. aff. *Murchisoni* D'ORB.		×																+			
B. sp. α ULRICH											×										
Bucania Freitasi CLARKE					×																+
Bucaniella Reissi „					×																
B. chapadensis v. AMMON										×											
B. continhoana HARTT u. RATHBUN							×														
Plectonotus Derbyi CLARKE					×																
P. ? Salteri „					×																
Tropidocyclus Gilletianus HARTT u. RATHBUN							×														+
T. cf. *Gilletianus* „ „ „		×																			+
T. sp.	×																				
Ptomatis Forbesi CLARKE					×																+
P. sp.		×																			
Phragmostoma sp.		×																			
Loxonema sp. α ULRICH													×								

	Argentinien: W. des Jachal-Tal.	Argentinien: O. des Jachal-Tal.	Argentinien: Ostflügel Quebrada del Talacastra	Argentinien: Lose Blöcke	Brasilien, Pará, Maecurú-Gruppe: Rio Maecurú	Brasilien, Pará, Maecurú-Gruppe: Rio Curuá	Brasilien, Pará: Ereré-Gruppe	Brasilien, Pará: Curuá-Gruppe	Brasilien: Paraná	Brasilien: Mato Grosso	Bolivien: Icla-Schiefer	Bolivien: Huamampampa-Sandstein	Bolivien: Tarabuco-Sandstein	Bolivien: Grauwacke vom Rio Sicasica	Bolivien: Titicacasee	Bolivien: Lose Blöcke	Falklands-Inseln	Nord-Amerika: Unter-Helderberg	Nord-Amerika: Oriskany	Nord-Amerika: Ober-Helderberg	Nord-Amerika: Hamilton
Loxonema ? sp.		×																			
Pteropoda.																					
Tentaculites Stübeli Clarke					×																
T. Oseryi "						×															
T. Eldregianus Hartt u. Rathbun					×		×														
T. tenellus Katzer					×																
T. crotalinus ? Salter					×																
T. sp.												×	×	×							
T. sp.	×	×																			
T. bellulus Hall.		×							×	×								+			×
Styliolina clavulus Barrande sp.					×																
Styliola sp.										×											
Conularidae.																					
Conularia cf. *acuta* A. Roem.											×										
[illegible]											×									+	

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Conularia Baini ULRICH											×										+
C. Quichua „	× ?										×										
C. undulata CONRAD											×										×
C. sp.		×																			
Hyolithes Schencki ULRICH											×										
Cephalopoda.																					
Orthoceras sp. α, β, γ ULRICH											×										
O. sp.	×																				
O. sp.		×																			
Lamellibranchiata.																					
Actinopteria Eschwegei CLARKE	×				×	×														+	+
A. Humboldti „					×																
A. cf. *Boydi* CONRAD												×								+	+
Aviculopecten coelhoanus KATZER					×																+
Leiopteria Browni CLARKE					×																+

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada Rio Talacastra	Lose Blöcke	Maecurú-Gruppe: Rio Maecurú	Maecurú-Gruppe: Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huanampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Leiopteria Sawkinsi Clarke						×															+
Modiomorpha Helmreicheni Clarke					×															+	
M. Sellowi „					×															+	
M. Pimentana Hartt u. Rathbun							×														+
Modiolopsis ? sp. α Ulrich											×							+			
Goniophora Woodwardi Clarke							×														+
G. sp.		×																			
Protomya cf. *oblonga* Hall													×								+
Leptodomus sp.	×																				
Toechomya Rathbuni Clarke					×															+	
T. Freitasi „					×															+	
Sphenotus Bodenbenderi „					×																
S. Gorceixi „							×														+
Cimitaria Karsteni „					×																
C ?					×																
Guerangeria oder *Nyassa Ortoni* Clarke					×																
Cypricardinia [illegible] „																				+	

	Argentinien				Bolivien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Enreré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Cypricardella Pohli Clarke					×																
C. ? sp.		×																			
Grammysia Pissisi Clarke					×																+
G. Burmeisteri "					×															+	+?
G. Lundi "					×																
G. Gardneri "					×																
G. Ulrichi "							×														
G. ? sp.					×																
Pholadella radiata Hall	×								×												×
P. parallela "							×														
Edmondia Sylvana Hartt u. Rathbun							×														+
Allerisma ? sp.		×																			
Nucula bellistriata Conr. var. *parvula* Clarke					×																+
N. Kruegeri Ulrich																×					+
N. ? sp.										×											
N. ? sp. α Ulrich												×									

	Agentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika				
					Pará				Paraná	Mato Grosso												
					Maecurú-Gruppe																	
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton	
Nucula Kayseri Clarke							×															
Nuculites Beneckei Ulrich											×											
N. Smithi Clarke					×																	
N. ererensis Hartt u. Rathbun							×	×														
N. Nyssa Hall var. major Clarke							×														+	
N. Branneri Clarke							×															
N. sp.	×																					
Palaeoneilo Orbignyi Clarke					×																+	
P. sulcata Hartt u. Rathbun							×														+	
P. pondiana „ „ „							×															
P. ? simplex „ „ „							×															
P. sp. nov. Clarke							×															
P. Forbesi Ulrich											×											
P. sp. α „																×					+	+ (Chemung u. Portage)
Leda diversa Hall							×														×	
Leda sp. α Ulrich											×											
													×								+	+ (Wa-

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika				
					Pará				Paraná	Mato Grosso												
					Maecurú-Gruppe																	
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ererá-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton	
Brachiopoda.																						
Lingula spatula ? Hall							×														×	
L. ererensis Rathbun							×															
L. Rodriguezi „							×															
L. Stauntoniana „							×															
L. Coheni Ulrich											×										+	
L. sp. α „											×										+	
L. sp.									×	×												
L. (Dignomia) subalveata Kayser		×																			+	
Discina sp. α Ulrich											×											{+ Chemung Grupp.
D. Bainii Sharpe										×												
D. sp.										×												
Orbiculoidea lodensis Hall											×										×	
O. cf. *humilis* Hall		×							×												+	
Pholidops ? sp.	×																	+	+		+	
Productella maecuruensis Rathbun					×															+		
Chonetes Comstocki Hartt					×		×												+ ?			

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Chonetes Freitasi RATHBUN					×	×	× ?														+
C. Onettiana „							×														+
C. Herbert-Smithi HARTT							×														
C. curuaensis RATHBUN					×	×														+	
C. ? (Anoplia) nucleata HALL					×	×													×	×	
C. falklandica MORRIS u. SHARPE	× ?	×								×							×				
C. fuertensis KAYSER	×	×	×																		
C. Arcei ULRICH	×										×										
C. Rücki „											×								+ ?		+
C. Stuebeli „														×						+	+
C. coronata CONRAD	×																				×
C. sp.				×																	
Chonostrophia n. sp. KAYSER		×																+			
Orthis ? sp. β ULRICH											×										+
Orthis sp. α „												×									
O. [illegible] MORRIS u. SHARPE																					
O. tenuis „ „ „																	×				

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika				
					Pará				Paraná	Mato Grosso												
					Maecurú-Gruppe																	
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton	
Orthis concinna Morris u. Sharpe																	×					
O. (Dalmanella) Nettoana Rathbun					×	×	×													+		
O. (Rhipidomella) Hartti „					×	×														+	+	
Rhipidomella musculosa Hall					×														×			
Orthotetes sp. α Ulrich												×								+	+	+ (Chemung-Gruppe)
O. sp. β „												×										
O. sp.	×	×?		×																		
O. cf. *arctostriatus* Hall	×																				+	
O. Agassizi Hartt					×	×	×											+	+?	+	+	
Stropheodonta argentina Thomas		×																			+	
Str. perplana Conrad					×	×													×	×	×	
Str. cf. *concava* Hall					×																+	
Str. sp.										×											+	+ (Chemung-Gruppe)
Strophomena Hoeferi Katzer					×																	
Stroph. sp. α Ulrich													×						+			
Stroph. sp. β „												×										
Stroph. sp. γ „													×									

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika				
					Pará				Paraná	Mato Grosso												
					Maecurú-Gruppe																	
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton	
Strophomena sp. δ Ulrich											×									+	+	+ (Chemung-Gruppe)
Centronella? Arcei Ulrich											×											
C. Silvetii „											×											
C.? Margarida Derby										×								+				
C.? sp. v. Ammon.										×												
Notothyris? Smithii Derby										×											+	
Spirifer duodenarius? Hall					×															×		
Sp. Derbyi Rathbun					×	×														+		
Sp. Pedroanus Hartt					×	×	×													+	+	
Sp. Elizae „							×															
Sp. Barquianus Rathbun					×																	
Sp.? granulosus Conrad							×														×	
Sp. Valenteanus Hartt							×															
Sp. Hartti Rathbun					×																+	
Sp. antarcticus Morris u. Sharpe (= *Sp. chuquisaca* Ulr. = *Vogeli* v. Ammon).	×	×							×	×	×						×			+		

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ererá-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Spirifer sp. β Ulrich											×								+	+	+
Sp. Barquianus var. *alata*					×																
Sp. „ var. *contracta*					×																
Sp. coelhoanus Katzer					×																
Sp. Clarkei „					×																+
Sp. lauro-sodréanus Katzer					×													+			
Sp. Jheringi Kayser									×									+			
Sp. Borbai Jhering									×											+	
Sp. sp.										×											
Oriskania navicella Hall u. Clarke					×															+	
Cyrtina maecuruensis Rathbun sp.					×	×															
C. ? Curupira „							×														+?
Retzia (Centronella) ? Jamesiana Hartt					×		×				×?							+			
R. (Centronella) ? Wardiana „					×	×	×														+
Rhynchospira ? sp.	×																				
Rhynchonella ererensis Rathbun							×														
Rh. (Camarotoechia) dotis Hall							×														+

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ererá-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Rh. (Camarotoechia) cf. Sappho HALL					×	×														+	
Rh. cf. *antisiensis* D'ORB.													×						+		
Rh. ? sp. α ULRICH											×										
Rh. sp										×											
Amphigenia elongata HALL					×	×														×	
Terebratula Derbyana HARTT							×														+
T. Rathbuni CLARKE						×															+
T. sp. α ULRICH											×										+
Liorhynchus Bodenbenderi KAYSER	×	×		×																	
L. ? Brackebuschi "	×																				+
Leptocoelia acutiplicata CONRAD	×	×	×																	×	
L. flabellites "	×									×	×				×		×		×		
Meristella Riskowskyi ULRICH											×									+	+
Merisiella ? sp.	×		×																		
Tropidoleptus carinatus CONRAD					×	×	×			× ?				×	×						×
T. [illegible] nov. [illegible]ensis KATZER					×																
T. fascifer KAYSER																					+

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika			
					Pará				Paraná	Mato Grosso											
					Maecurú-Gruppe																
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curua-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Sandstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskany	Ober-Helderberg	Hamilton
Vitulina pustulosa HALL	×	×			×	×	×			× ?	×			×	×						×
Echinodermata.																					
Seesterne	×																				
Ctenocrinus sp.					×	×															
Crinoiden-Reste	×	×									×										
Bryozoa.																					
Rhombopora ambigua KATZER					×																
Stictopora sp.					×																
Fenestella parallela HALL						×														×	
F. sp.					×																
Reptaria stolonifera ROLLE					×																×
Anthozoa.																					
Pleurodictyum amazonicum KATZER					×																+
P. sp.																					+

	Argentinien				Brasilien						Bolivien						Falklands-Inseln	Nord-Amerika				
					Pará				Paranà	Mato Grosso												
					Maecurú-Gruppe																	
	W. des Jachal-Tal.	O. des Jachal-Tal.	Ostflügel Quebrada del Talacastra	Lose Blöcke	Rio Maecurú	Rio Curuá	Ereré-Gruppe	Curuá-Gruppe			Icla-Schiefer	Huamampampa-Sandstein	Tarabuco-Saudstein	Grauwacke vom Rio Sicasica	Titicacasee	Lose Blöcke		Unter-Helderberg	Oriskary	Ober-Helderberg	Hamilton	
Chaetetes carvalhoanus Katzer					×																	
Chaetetes sp.					×																	
Stenopora Steinmanni Ulrich											×											
Favosites argentina Thomas		×																				
Plantae.																						
Lepidodendron sp.												×									+	+ Catskill-Gruppe
Spirophyton typ. Hall								×													×	
Spirophyton sp.								×													×	
Protosalvinia brasiliensis Dawson								×													×	
P. bilobata Dawson	×										×											
Cruziana andina Ulrich																						
Problematicum				×																		

Aus der obigen Liste ergibt sich, daß die verschiedenen Gebiete Süd-Amerikas, aus denen bisher eine devonische Fauna bekannt geworden ist, eine beträchtliche Zahl von Arten gemein haben.

So hat Argentinien mit Bolivien gemein folgende 6 Species: *Leptoc. flabellites, Chonetes Arcei, Vit. pustulosa, Sp. antarcticus* (= *Chuquisaca* Ulr.), *Tentac. bellulus, Conularia Quichua*; mit Brasilien folgende 8:

Leptoc. flabellites (Mato Grosso), *Vit. pustulosa, Chonetes falklandica* (Mato Grosso), *Sp. antarcticus* (= *Vogeli* von Ammon) (Mato Grosso, Paraná), *Actinopteria Eschwegei, Pholadella radiata* (Paraná), *Orbiculoida* cf. *humilis* (Paraná) und *Tentaculites bellulus* (Mato Grosso);

mit den Falklands-Inseln folgende 3:

Spirifer antarcticus, Leptocoelia flabellites (= *Atrypa palmata* Morris und Sharpe), *Chonetes falklandica.*

Diese Tatsache scheint darauf hinzuweisen, daß die Altersunterschiede der devonischen Faunen in den einzelnen Gebieten Süd-Amerikas unmöglich sehr bedeutend sein können. Es sieht vielmehr so aus, als ob es sich im Wesentlichen überall um eine und dieselbe Fauna handele, die mit auffallender Gleichartigkeit über ungeheure Flächen des südamerikanischen Festlandes verbreitet ist.

Die Ähnlichkeit der argentischen Devon-Fauna mit derjenigen anderer Gegenden Süd-Amerikas tritt nicht allein in der Zahl der gemeinsamen Arten hervor, sondern auch in anderen Merkmalen. So z. B. sind Conularien, die in anderen devonischen Gegenden immer nur vereinzelt aufzutreten pflegen, sowohl in Bolivien als auch in Argentinien in auffälliger Masse und Mannigfaltigkeit gefunden worden.

Ein weiteres Ergebnis unserer Arbeit besteht in der immer mehr zu Tage tretenden Ähnlichkeit der devonischen Fauna Süd-Amerikas mit der Fauna der Hamilton-Schichten Nordamerikas. Diese Ähnlichkeit äußert sich besonders in derselben eigentümlichen Mischung unterdevonischer Formen (besonders Homalonoten) mit überwiegenden mitteldevonischen Species, wie man sie auch in den Hamilton-Schichten antrifft.

Für Nord-Amerika hat namentlich Clarke auf diesen Misch-Charakter der Hamilton-Fauna wiederholt mit Nachdruck hingewiesen. In ganz ähnlicher Weise sind in Bolivien Formen wie *Vitulina pustulosa* Hall, *Orbiculoidea lodensis* Hall, *Conularia undulata* Conrad, also jüngere Arten, zusammen mit älteren Formen wie *Leptoc. flabellites* Conrad, *Sp. antarcticus* Morris

und Sharpe (= *Chuquisaca* Ulr.), *Phacops Dagincourti* Ulr., *Dalmanites Clarkei* Ulr., u. s. w. gefunden worden.

Ebenso kommen in Brasilien die jüngeren Typen *Vit. pustulosa, Tropidoleptus carinatus* Conr. *Platyceras symmetricum* (Hall) Hartt und Rathbun, *Bucania Freitasi* Clarke, *Actinopteria Humboldti* Clarke zusammen mit den älteren *Leptoc. flabellites* Conr., *Rhipidomella musculosa* Hall, *Chonetes Comstocki* Hartt, *Dalmanites maecurua* Clarke u. s. w. zusammen vor. Ähnlich verhält es sich endlich auch in Argentinien, wo z. B. im Jachal-Gebiete jüngere Formen wie *Phacops argentinus* n. sp., *Tropidocyclus* cf. *Gilletianus* Hartt und Rathbun, *Pholadella radiata* Hall, *Chonetes coronata* Conrad, *Vitulina pustulosa* Hall, *Liorhynchus Bodenbenderi* Kayser u. s. w. mit älteren, wie *Homalonotus, Dalmanites, Leptocoelia acutiplicata* Conr., *Leptoc. flabellites* Conr., *Spirifer antarcticus* Morris und Sharpe, *Actinopteria Eschwegei* Clarke u. s. w. zusammen auftreten.

Wenn wir die erwähnten Tatsachen ins Auge fassen, so erscheint es uns untunlich, die bisher aus Süd-Amerika bekannte devonische Schichtenfolge in Horizonte von beträchtlichem Altersunterschied zu zerlegen. Es will uns vielmehr am wahrscheinlichsten erscheinen, daß sämtliche Devon-Bildungen Süd-Amerikas ungefähr dasselbe Alter haben und ihren stratigraphischen Platz etwa an der Grenze von Unter- und Mittel-Devon finden. Es würde diese Annahme der Ansicht entsprechen, die Friedrich Katzer unlängst über das südamerikanische Devon geäußert hat.[1]) Sie würde gleichzeitig die große Zahl der Hamilton-Arten in Süd-Amerika einigermaßen verständlich machen.

---

[1]) Katzer, Grundzüge der Geologie des unteren Amazonas-Gebietes S. 188.

6. Ursprung und Alter des Schwerspates und der Erze im Harze.

Von Herrn FERD. HORNUNG in Leipzig-Klein-Zschocher.

Die zwischen Schwerspat und Salzlaugen bestehenden innigen Beziehungen treten immer klarer hervor. Eine neue, wertvolle Bestätigung ihres Vorhandenseins liefert die Mitteilung über das Entstehen jenes Minerals aus den Wässern gewisser Bergwerke Westfalens [1]), die die Abhängigkeit der Schwerspatbildung vom Buntsandstein und Zechstein unzweideutig befürwortet. Denn letztere Formationen auch nur erwähnen, heißt ja implicite von Salz und Laugen reden, wenigstens so weit die geologischen Verhältnisse Deutschlands in Frage kommen.

Selbst wenn sich also herausstellen sollte, daß der Schwerspat der westfälischen Erzgänge triassischen und nicht etwa älteren Ursprungs ist, so bliebe auch das eine willkommene Bestätigung der von mir [2]) behaupteten halurgogenen Entstehung gewisser Schwerspatvorkommnisse. Denn hierzu gehören allerdings Salzlaugen in jedem Falle, aber keineswegs die Laugen einzig dieser oder jener speziellen geologischen Periode. — Soweit ist also die Sache vollkommen in Ordnung. — Dagegen verlangt eine bei jener Gelegenheit z. T. von anderen Fachgenossen mindestens recht nahegelegte Verallgemeinerung, gemäß welcher auch die Schwerspatvorkommnisse des Harzes triassischen, speziell buntsandsteinischen Alters oder Ursprungs sein sollen [3]), eine um so gründlichere Nachprüfung, denn jene Ansicht harmoniert mit dem, was ich dort beobachtet habe, durchaus nicht.

Aller harzer Schwerspat läßt sich unter Zugrundelegung der Form und der Vergesellschaftung seiner Vorkommnisse in folgende drei Gruppen unterbringen:

A. Lagerförmiger Schwerspat,

B. Gangförmiger Schwerspat,

a) in Gesellschaft von wasserfreiem Eisenoxyd wesentlich gleichen Alters;

---

[1]) P. KRUSCH, Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur rezenten Schwerspatbildung. Monats-Ber. dies. Zeitschr. 1904, S. 36 u. ff.

[2]) Die Regionalmetamorphose am Harze. Stuttgart, 1902, S. 11 u. ff., S. 97 u. ff.

[3]) Monatsber., a. a. O. S. 38 u. 40.

b) in Gesellschaft von Sulfiden wesentlich gleichen Alters;

nach welchen dann als außergebirgisch hier noch zwei weitere zu berücksichtigen sind:

C. Schwerspat der Zechsteinformation;

D. Schwerspat der Buntsandsteinformation.

Diese fünf Gruppen umfassen alles, was irgend in Frage kommt. Die Aufgabe ist nunmehr die, zu untersuchen, was ihre Repräsentanten Charakteristisches an sich haben, und ob und wie sie etwa von einander abhängig sind.

A. Lagerförmiger Schwerspat.

Der einzige sichere Repräsentant dieser Gruppe ist der Schwerspat des Rammelsberger Erzlagers bei Goslar. Mit geschwefelten Erzen eng verbunden, und zwar so, daß seine Masse einen gewissen Teil derselben in sich eingeschlossen enthält, bildet er den untersten, d. h. den jüngsten Teil des überkippten Lagers. In dieser Form den oberdevonischen Schiefergesteinen eingeschaltet, also wie letztere eine Bildung aus der Zeit vor der großartigen karbonischen Faltung, ist er selbstverständlich älter als der Schwerspat jener Gänge, welche nach geschehener Faltung aufrissen, ist er überhaupt der älteste Schwerspat des Harzes und hat mit allem jüngeren, besonders aber mit dem Buntsandsteine selbstverständlich nicht das Geringste zu schaffen. Und so isoliert dieser Rammelsberger Schwerspat seiner Form wie seiner Entstehungszeit nach allem sonstigen harzer Schwerspat gegenüber dasteht, so isoliert ist er auch in seiner geographischen Lage: er ist so ziemlich der einzige Vertreter seiner Art am Nordharze; alle sonst irgend nennenswerten Schwerspatvorkommnisse, alte wie junge, bevorzugen in höchst auffälliger Weise den Südharz, wie wir gleich sehen werden.

Seine mutmaßliche Entstehungsweise werden wir besser später diskutieren, wenn wir die gangförmigen Schwerspat- und Erzvorkommnisse untersucht haben werden, bei denen die einschlägigen Verhältnisse klarer liegen.

B, a. Schwerspat in Gesellschaft von wasserfreiem Eisenoxyd wesentlich gleichen Alters.

Diese Gruppe umschließt die meisten und wichtigsten Schwerspatvorkommnisse des Harzes. Fast ausnahmslos sind sie an das Auftreten jener eigentümlichen Umwandlungsgesteine gebunden, in welchen ich die Produkte einer Einwirkung konzentrierter Salzlaugen erblicke[1]). Am Südharze, bei Stolberg

[1]) Regionalmetamorphose, S. 112, No. 4, 4.

z. B., sind es nur seltene Ausnahmefälle, daß Schwerspat nebst Eisenglanz oder dergleichen in nicht umgewandeltes Gestein übertritt, und dann geschieht das dort nur in nächster Nachbarschaft umgewandelter Gesteine auf Erstreckungen von vielleicht nur wenigen Metern. — Da wir die Dinge natürlich nur unter chemisch-geologischen Gesichtspunkten zu betrachten haben, müssen wir den zahlreichen eisenoxydführenden Schwerspatvorkommnissen die nicht minder zahlreichen schwerspatführenden Rotheisensteinvorkommnisse hinzufügen, denn außer dem relativen Mengenverhältnisse ihrer beiden uns interessierenden Komponenten sind an ihnen keine Verschiedenheiten weiter zu bemerken. Werden sie doch auch von denselben umgewandelten Nebengesteinen begleitet.

Die hierhergehörigen Schwerspatvorkommnisse, also solche mit wenigem und solche mit vielem Rotheisenerz, sämtlich gangförmig, wie auch alle folgenden, zeigen zunächst die Eigentümlichkeit, daß sie durchaus nicht an Gesteine bestimmten Alters gebunden sind. Bei Lauterberg setzen sie in Tanner Grauwacke auf, bei Ilfeld im Porphyrite, dort also in silurischen Sedimenten, hier im obersten Eruptivgesteine des oberen Rotliegenden, und ebenso finden sie sich innerhalb jener geologischen Extreme der unser Gebirge zusammensetzenden Gesteine allenthalben: in Schiefern und Grauwacken verschiedenen Alters, in den Diabasen, in deren Tuffen, in den Tuffen und Konglomeraten des Rotliegenden und ebenso im Melaphyre.

Diese Erscheinungsweise beweist eigentlich schon, daß es nicht die betreffenden Gesteine gewesen sein können, die den Schwerspat geliefert haben; im Wege einer Lateralsekretion hätten alle jene so grundverschiedenen Gesteine doch wohl ein wenig Verschiedenartigkeit auch hierin zur Geltung gebracht.

Die Beobachtungen lassen aber noch eine weitere interessante Eigentümlichkeit hervortreten, die ebenfalls gegen den harzisch-authigenen Ursprung dieses Schwerspats spricht: er ist höchst auffällig an den Südrand des Gebirges gebunden. Und hier ist er nochmals in seiner Ausbreitung einigermaßen beschränkt, indem er östlich vom Gemeindewalde, Blatt Stolberg, genau mit dem Auftreten des Albites zurücktritt. Er scheint so letzterem gewissermaßen aus dem Wege zu gehen; doch ist in diesem Falle die Gebietsteilung, für den Schwerspat wenigstens, keine absolute, da sich auch noch am Südostharze einige Schwerspatvorkommnisse vereinzelt finden.

Nun könnte man allerdings mit einem gewissen Rechte hiergegen geltend machen, daß, abgesehen von der Authigenie, dieser allenthalben an die metamorphischen Gesteine gebundene Schwer-

spat am Nordharze füglich nicht vorkommen kann, weil ja auch die betreffenden metamorphen Gesteine dort im Ganzen nur unbedeutend vertreten sind. Immerhin: etwas Schwerspat könnte man trotzdem auch dort zu finden hoffen, zumal in Gegenden, wie von Ballenstedt ab östlich, wo die Metamorphose ausgezeichnet entwickelt ist und die Aufschlußverhältnisse recht günstige sind. Aber auch dort scheint der Schwerspat zu fehlen. Wo dort Gänge im metamorphischen Gesteine aufsetzen, wie z. B. an der aus dem Selketale nach Pansfelde führenden Chaussee oberhalb des Viaduktes, führen sie zwar Eisenglanz, aber, wie es scheint, ausschließlich mit Kalkspat.

Es ist nun zu untersuchen, ob etwa die Schwerspatvorkommen dieser Gruppe auf jüngere Formationen zu beziehen sind. Denn da sie offenbar kein eigentlich einheimisches Material führen, sondern solches von außerhalb des Harzes her sammelten oder aufspeicherten, wäre auch die Möglichkeit immerhin denkbar, daß sich dieser Prozeß zur Zechstein- oder Buntsandsteinzeit abgewickelt haben könnte, der Schwerspat also einer dieser Formationen entstammen müßte.

Um hierin zur richtigen Erkenntnis zu gelangen, haben wir uns vor allem stets zu vergegenwärtigen, daß gerade dieser Schwerspat allenthalben an jene eigenartige Gesteinsumwandlung gebunden ist, welche ich[1]) kürzlich auch an dieser Stelle noch einmal, in ihren Hauptzügen wenigstens, dargestellt habe. Die Frage: stammt dieser Schwerspat aus der Zechstein- oder Buntsandsteinformation? verwandelt sich also in die andere Frage: ging die Halurgometamorphose von der Zechstein- resp. Buntsandsteinformation aus?

Für die Zechsteinformation ergibt sich die Antwort ohne weiteres: Nein! denn jene tief eingreifenden Oxydationswirkungen können unmöglich von einer Gesteinsfolge ausgegangen sein, die selber von unten bis oben bituminös oder kohlepigmentiert ist, resp. jene tiefgehende, energische Oxydation und Eisenoxydimprägnation kann die betreffenden Grauwacken etc. nicht zur selben Zeit betroffen haben, während welcher im Hangenden dieser Grauwacken etc., ja, oft unmittelbar auf ihnen selber die Gewässer die bituminösen oder kohligen Zechsteinglieder ablagerten.

Einigermaßen anders steht es mit der Buntsandsteinformation. Nicht ganz so klar nämlich. Diese zeigt selber die rote Eisenoxydfärbung in großer Ausdehnung, und auch sonst ist, abgesehen von ziemlich vereinzelten Spateisenstein- und Schwefelmetall-

---

[1]) Halurgometamorphose. Monatsber. dies. Zeitschr. 1904, S. 57 u. f.

vorkommnissen, nicht gerade viel von Reduktionswirkungen an ihr zu bemerken. Kurz: der Buntsandsteinformation wären halurgometamorphe Einwirkungen im allgemeinen sehr wohl zuzutrauen.

Für das Harzgebiet kommt sie aber in dieser Beziehung trotzdem nicht in Betracht, und zwar aus dem einfachen Grunde nicht, weil es vollkommen ausgeschlossen ist, daß jene offenbar höchst energisch wirkenden Agentien, welche selbst festeste Grauwacken, Quarzite, Diabase u. s. w. bis zu beträchtlichen Tiefen hinunter oxydierten und anderweitig umwandelten, trotzdem so poröse und zersetzliche Gesteine wie Weißliegendes und Kupferschiefer, die ja, wie gesagt, jenen oft genug unmittelbar aufgelagert sind, hätten verschonen können. Man braucht diesen chemischen Antagonismus nur ein einziges Mal vor Augen gehabt zu haben — die Gegend zwischen Uftrungen und Buchholz am Südharze bietet entsprechende Profile in reicher Anzahl —, und man wird einem anderen Gedanken, als daß die Halurgometamorphose unbedingt älter ist als selbst der unterste Zechsteinhorizont, nie mehr zugänglich sein. — Ist nun aber die Halurgometamorphose älter als Zechstein- und Buntsandsteinformation, so ist es natürlich auch der mit ihr so eng verbundene Schwerspat. Die im eingangs angeführtem Zitate vermutete Abhängigkeit der harzer Schwerspatvorkommen vom Buntsandstein besteht also nicht.

Woher ist nun aber der harzer Schwerspat gekommen?

Ich habe diese Frage zwar schon in meiner „Regionalmetamorphose“ vom dort gegebenen Gesichtspunkte aus beantwortet, muß aber trotzdem auf den betreffenden Vorgang, der als Teil eines einzigen großen, vielseitigen Geschehens, mit welchem wir uns hier beschäftigen, von höchstem Interesse für uns ist, nochmals zurückkommen.

Also woher stammt der harzer Schwerspat? — Mineralien, welche sozusagen „plötzlich“ auftreten und als etwas Fremdartiges in den sie beherbergenden Gesteinsmassen erscheinen, spricht man gern als Thermenerzeugnisse an. Auch unserem Schwerspat ist dieses Schicksal nicht erspart geblieben, denn indem man die ganze Mineraliensuite der südharzer Metamorphose heißem Wasser vermeintlich dynamothermischer Provenienz auf das Konto setzte, wurde auch der Schwerspat zum Heißwassergebilde erklärt.

Lassen wir den schon a. a. O.[1]) hinreichend diskutierten und abgelehnten südharzer Dynamismus hier bei Seite und nehmen

[1]) Regionalmetamorphose, an zahlreichen Stellen.

wir die Thermen hier als solche, ohne Rücksicht auf die Fraglichkeit ihrer Entstehungsweise. Thermen sind Quellen heißen Wassers. Abgesehen davon, daß ihre Verbreitung ohnehin keine große ist, ihr Vorkommen im Ganzen eher zu den geologischen Seltenheiten zählt, kann sich ihr Wirken, ihre spezifisch thermische Arbeit, nie über größere Gebiete auf der Erdoberfläche erstrecken: mögen Thermen in ihren Ausflußkanälen und in nächster Nähe derselben was auch immer zu Stande bringen, so sind ihrer Betätigung in räumlicher Beziehung doch recht enge Grenzen gesteckt. Denn heißes Wasser wird an der Erdoberfläche bald kalt, und auch dann, wenn es, ohne die Oberfläche im engeren Sinne zu erreichen, etwa in besonders durchlässigen Schichten ein paar hundert Meter unter Tage dahinströmte, würde es schnell genug die diesen Tiefen entsprechende Temperatur annehmen, also auch in diesem Falle sehr bald aufhören, heißes Wasser zu sein und Wirkungen eines solchen hervorzubringen; immer vorausgesetzt natürlich, daß es sich hierbei um eine allgemeine Durchtränkung quadratmeilengroßer Gesteinskomplexe handelt und nicht um klaffend offenstehende Spalten und Kanäle, welche hohe Stromgeschwindigkeiten ermöglichen und auf diese Art allerdings wesentlich andere Abkühlungsbedingungen schaffen würden.

In beiderlei Hinsicht entsprechen nun die Erscheinungen dem Bilde der Thermentätigkeit durchaus nicht. Die hier in Frage kommenden präzechsteinischen, mit wasserfreiem Eisenoxyd imprägnierten Gesteine besitzen eine viel zu ausgedehnte Verbreitung, als daß man sie als thermale Bildungen resp. Umbildungen auffassen könnte. Welche gewaltige, weit verbreitete Ablagerung ist allein schon das Rotliegende! Können diese oft Hunderte von Metern mächtigen, über viele Hunderte von Quadratmeilen verbreiteten Ablagerungen überall andauernd von überhitztem Thermenwasser durchdrungen gewesen sein und, wohlverstanden, zu interpermischer Zeit, vor Ablagerung der Zechsteinformation, als noch einzig sie allein in ihrem Verbreitungsgebiete die eigentliche oberste Oberfläche bildeten? Jede eingehendere Formulierung dieser Frage ist bereits ihre Verneinung. — Und diese Ablagerung ist doch bis oben hin umgewandelt und mit rotem, wasserfreien Eisenoxyd imprägniert. Wie kam es, daß nicht wenigstens ein paar oberste hundert Fuß derselben, in denen doch höhere Temperaturen schlechterdings nicht möglich gewesen wären, mit Eisenoxydhydrat, statt mit Eisenoxyd imprägniert wurden? Die bekannten Eisenglanzkristallisationen an den Kieselholzstämmen im Rotliegenden des Kyffhäusers, ebenso die in Roteisenstein oder roten Marmor umgewandelten Kalkein-

lagerungen des harzer Rotliegenden sind, vom Standpunkte der Thermenhypothese aus betrachtet, etwas ganz Unmögliches; denn bei Temperaturen, wie sie Thermalwässer in jenen Schichten unbedingt hätten annehmen müssen, hätte sich ausscheidendes Eisenoxyd nie auf die Aufnahme von Hydratwasser verzichten können. Gleichwohl sind diese Vorkommnisse von wasserfreiem Eisenoxyd höchst reale, handgreifliche Dinge; folglich sind sie nicht durch Thermen gebildet, sie nicht, und die allgemeine Gesteinsrötung ist ebensowenig aus Thermalwässern hervorgegangen.

Und nun erst die vielen umgewandelten Gesteine, dichteste, festeste Felsgesteine oft genug, die uns an zahllosen Stellen, wo uns Natur oder Kunst die älteren Gesteine als Liegendes der Zechsteinformation oder des Rotliegenden freilegte, in großzügiger Gleichmäßigkeit, trotz aller Nuancierungen im Einzelnen, entgegentreten. Ist es denkbar, daß auch diese thermale Gebilde sein können?

Sodann hat das Umwandlungsphänomen, besonders auffällig in dem harzer Schiefergebirge, eine untere Grenze. Es bildet also eine Oberflächenzone, die jetzt, nach inzwischen erfolgter weiterer „Aufwölbung“ des Harzes seit permischen Zeiten und infolge der Abtragung ihres innersten oder mittelsten höchsten Teiles, als „Randzone“ erscheint. In dieser Qualität kommt sie vom Südharze um den Ostgiebel des Gebirges herum bis nach Ballenstedt am Nordrande hin besonders deutlich zum Ausdruck. Im Eingehenderen überzeugt man sich von dieser ihrer sonderbaren Form sehr leicht dadurch, daß man die letzten Vorkommnisse umgewandelter Gesteine oben auf den Bergen und Hochflächen viel weiter in das Gebirge vordringen sieht, als in den angrenzenden Tälern unten.

Alle diese Tatsachen sprechen also gegen die thermale Entstehung der Umwandlungsgesteine im allgemeinen und gegen eine gleiche Enstehungsart des mit letzteren wie mit den Eisenglanz- usw.-Ausscheidungen eng verbundenen Schwerspates im Besonderen. Daß ich in all Diesem die Wirkung konzentrierter Laugen präzechsteinischen Alters erkannt zu haben glaube, habe ich in meiner zitierten Abhandlung über die harzer Regionalmetamorphose eingehend dargelegt, auf die hier nur nochmals verwiesen zu werden braucht. —

Rücksichtlich des Schwerspats genügen nun aber jene Laugen an sich keineswegs, um uns ein klares Bild seiner Entstehung zu verschaffen. Laugen an sich enthalten keinen Schwerspat, mindestens nicht in derartigen Quantitäten, daß er zur Abscheidung kommen könnte, sonst müßte man ihn ja auch in

unseren Salzablagerungen finden. Dort scheint er aber vollständig zu fehlen: wohl aus dem einfachen Grunde, weil er auch im Meerwasser nicht besonders löslich ist, wie wir noch sehen werden. Schwerspat ist im Reiche der Gesteine beheimatet, in so fern als sein wesentlichster Bestandteil, das Baryum, ein, wie es scheint, überaus weit und allgemein verbreiteter Bestandteil jener Silikate ist, welche an der Zusammensetzung gerade der verbreitetsten Gesteine, nämlich der kristallinischen, den hauptsächlichsten Anteil nehmen. Bilden diese Gesteine heute noch über ausgedehnte Gebiete hin die Tagesoberfläche, obschon sie jetzt meistens nur Durchragungen oder gewissermaßen Inseln inmitten jüngerer Gesteinsbildungen sind, so taten sie das in früheren Zeiten, als Oberkarbon, Perm u. s. w. noch nicht existierten, gewiß noch viel öfter; sehen wir doch diese jüngeren Gesteine oft genug in unmittelbarer Auflagerung auf jenen alten. Hieraus folgt, daß es zu einem beträchtlichen Teile gerade jene alten Baryum führenden Gesteine gewesen sein müssen, aus deren Zerstörung die oberkarbonischen und rotliegenden Sedimente hervorgingen. Selbstverständlich waren auch die paläozoischen Schiefergesteine hierbei beteiligt; doch liegt uns gerade hier an diesen weniger, da sie als Barytmaterial kaum in Betracht kommen dürften.

Solches Material bildet nun bekanntlich Ablagerungen von einer Gesamtmächtigkeit — wir fassen hier Oberkarbon und Rotliegendes als eins zusammen —, die sich im Mittel nach Hunderten von Metern berechnen läßt. Am Kyffhäuser mißt man 250 m unmittelbar,[1]) am Ostharze wird man die Gesamtmächtigkeit dieser Schichten durch Berechnung kaum geringer als 1000 m finden. Und diese Schichten sind von oben bis unten total zersetzt, kaum daß bei Ilfeld das Melaphyrlager dank seiner besondereren Undurchlässigkeit wenigstens zum Teil normal erhalten blieb, und das Kohlenflöz mit einer Zone zugehöriger Gesteine aus anderen chemischen, a. a. O. bereits von mir dargelegten Gründen seine normale Beschaffenheit bewahren konnte. In dieser Gestalt bedecken diese Gesteine Flächen, die sich, wie gesagt, auf viele Hunderte von Quadratmeilen belaufen. Denn da das Rotliegende an fast allen älteren Gebirgen zu Tage tritt, ist die Schlußfolgerung berechtigt, daß es auch in den Zwischengebieten die jüngeren Formationen unterlagert und auch hier

[1]) Wahrscheinlich kommen hierzu noch weitere rund 250 m Oberes Rotliegendes, welches vom Gipfel abgetragen wurde. Zur Beurteilung der in Frage kommenden Verhältnisse beachte man besonders auch die kleinen Vorkommnisse von Oberrotliegendem am Nordfuße des Kyffhäusers, Bl. Kelbra.

überall — Tiefbohrungen auf Steinkohle haben das oft genug bestätigt — ebenso beschaffen, also durch Laugen umgewandelt ist, wie dort, wo es zu Tage ausgeht.

Daß so gewaltige Ablagerungen bestens aufbereiteten und infolge seiner vielfach teils sandigen, teils konglomeratischen Beschaffenheit ausgezeichnet durchlässigen und angreifbaren Materials rücksichtlich ihres Ursprunges aus älteren baryumhaltigen Silikatgesteinen dieses Baryum bei ihrer Zersetzung durch Laugen abgeben mußten und tatsächlich abgaben in jenen großen, gängefüllenden Quantitäten, die wir so oft in großer Nähe dieser Ablagerungen vorfinden, kann kaum überraschen. Es war das eben eine Gunst der Verhältnisse, die sich später so nicht wieder einstellte, auch zur Buntsandsteinzeit nicht. Thermen vollends kommen bei ihrer naturgemäßen Seltenheit und Lokalisiertheit hiergegen wohl kaum noch in Betracht.

Eins verlangt jedoch noch eine spezielle Erörterung außerdem, wenn die obigen Auseinandersetzungen nicht eine mürbe Stelle aufweisen sollen. Konzentrierte Salzlaugen sind recht gewichtige Dinge. Es ist keine Frage, daß sie, über Konglomeratschichten und Sandsteine hingeführt, schnell genug selbst Hunderte von Metern tief eindringen werden. Aber dann sind sie eben drin. Wie können sie nun dort unten zirkulieren und wie kommen sie wieder nach oben, wenn sie dort unten ihre Arbeit verrichtet und hierbei selbstverständlich ihre Aktionsfähigkeit eingebüßt haben, um frischen Platz zu machen? Beides ist gewiß notwendig, wenn der Prozeß zu sichtbaren Ergebnissen führen soll, denn selbst Konglomeratlager sind schwerlich porös genug, um einem so großen Quantum von Laugen Raum zu gewähren, wie zur Zersetzung des umgebenden Gesteinmaterials erforderlich ist, geschweige dichtere Gesteine. Und Salzlaugen von so hohem Gehalt an disponibelem Sauerstoff, daß eine einmalige Durchtränkung durch solche, für schwarze, kohlereiche Schiefer z. B., schon genügen würde, deren Kohlenstoff restlos wegzuoxydieren, sind schlechterdings undenkbar. Erfahrungsgemäß kommen ja alle derartig nachhaltigen Eingriffe immer nur durch langdauernde Tätigkeit sich beständig erneuernder Agentien zustande — man vergegenwärtige sich den Verwitterungsvorgang —, wären also auch in unserem Falle ohne eine ausgiebige Zirkulation und Erneuerung der Laugen nicht zustande gekommen.

Diese unentbehrliche Zirkulation war jedoch ein ganz naturnotwendiges Ergebnis: das im Untergrunde aller Wüsten in irgend welcher Gestalt vorhandene Wasser ist die Ursache davon. Das weite Gebiet des Rotliegenden war seiner Entstehung nach ein Tiefland, ein permisches Alluvialgebiet, für welches not-

wendigerweise umgebende Gebirge und Hochländer existiert haben müssen, die schon die Gerölle lieferten, aber auch Wasser, so lange, wie irgend möglich. Wird nun die Trockenheit größer, so gibt es zunächst nur noch unterirdisches Wasser, wie in unseren heutigen Wüsten. Verschwinden aber auch die letzten Reste der unterirdischen Bodenfeuchtigkeit, so bleibt in den vollkommen trockenen Schichten immer noch das chemisch gebundene Wasser der Oxydhydrate u. s. w. übrig. Und selbst dieses steht konzentrierten Laugen zur Verfügung, wie die Beschaffenheit der umgewandelten Gesteine einschließlich des Rotliegenden deutlich erkennen läßt. Kommen also Salzlaugen über solche Gegenden, so dringen sie infolge ihrer Schwere in die Tiefe. Hier werden sie jedoch verdünnt, also wieder leichter, als das Überstehende, steigen also wieder auf, und andere, noch frische und schwere nehmen ihren Platz ein, dringen noch tiefer, um aus gleicher Ursache auch ihrerseits wieder aufzusteigen und neuen Laugen Platz zu machen, und so fort. Die wieder aufgestiegenen Laugen werden aber oben, draußen, durch die Sonnenwärme beständig wieder eingedampft, hierbei nehmen sie zugleich wieder Sauerstoff auf, worauf sie wieder in die Tiefe sinken, um dort ihre frühere Tätigkeit von neuem aufzunehmen. Dieses Spiel geht so lange weiter, wie es unten noch Wasser gibt — wenn auch schließlich nur noch chemisch gebundenes — und oben noch Konzentration stattfindet. Denn jene verhältnismäßig geringen Mengen von Mineralien, die unten jedesmal gelöst werden, können die Laugen nicht so viel schwerer machen, daß durch sie der ihnen durch die Verdünnung gegebene Auftrieb ausgeglichen werden könnte. — Bei einer späteren Überflutung mit normalem Seewasser, wie z. B. damals, als das Zechsteinmeer in die interpermischen Laugenbecken einbrach, ist dieser Vorgang natürlich zu Ende, und es mag wohl lange gedauert haben, bis die letzten Reste der unten befindlichen schweren Laugen von oben her ausgesüßt werden konnten. Anscheinend sind sie es heute noch nicht vollständig.

Nun die Füllung der Gangspalten. Auch diese wäre ohne Zirkulation der Solutionen nicht möglich gewesen. Doch solche kommt in diesem Falle sehr leicht zustande.

Wenn nämlich aus einer Flüssigkeit irgend etwas kristallisiert, so wird sie hierdurch leichter, steigt in die Höhe, gesättigtere tritt an ihre Stelle, die Kristallisation nimmt ihren Fortgang mit dem gleichen Ergebnis für das spezifische Gewicht und die Bewegung der Restlauge, sodaß diese sich dann anderwärts immer wieder von neuem sättigen kann. — So weit ist der Vorgang einfach genug. Rätselhaft bleibt einstweilen nur noch,

was die Laugen veranlaßte, hier zu lösen, dort aber kristallisieren zu lassen. Weshalb entstanden nicht gleich im Rotliegenden schwerspatimprägnierte Horizonte? Weshalb waren selbst hier noch Gangspalten (Friedeburg, Bl. Cönnern) oder doch spaltenartige Hohlräume (an den Araucarienstämmen des Kyffhäusers) erforderlich? Über diese und ähnliche Fragen müssen wir uns vorläufig hinwegzutrösten suchen in dem Bewußtsein, daß wir uns hier auf einem überhaupt noch sehr dunklen Gebiete befinden. Stellen wir eine Lösung zur Kristallisation hin, so vermag niemand vorauszusagen, wo die ersten Kristalle anschießen werden. Und haben sie sich gebildet, so sehen wir oft genug, daß die einen sehr schnell wachsen, die anderen wenig oder garnicht, oder sich wohl gar wieder auflösen, ohne daß wir den Grund hiervon anzugeben wüßten. Solange wir solche Vorgänge aus den vor uns auf unseren Tischen stehenden Glasgefäßen einfach als Fakta entgegennehmen müssen, werden wir uns ihre Analoga im Untergrunde der interpermischen Salzsümpfe nicht weniger geduldig gefallen zu lassen haben. — Freilich, so ganz ohne Möglichkeitsursachen sind wir auch hier nicht. Körper wie Schwerspat, die in Salzlaugen leichter löslich sind als in Wasser, kommen durch letzteres, wenn es zu den Laugen tritt, zur Abscheidung. Dieser Vorgang mag in den Gangspalten besonders des Schiefergebirges stattgefunden haben, denn solche Spalten, bevor sie gefüllt wurden, waren wohl stets zunächst erst einmal Behälter oder Kanäle für reines Wasser, unterhielten wohl auch dessen Zuleitung selbst aus sehr großen Entfernungen her noch für einige Zeit, eventuell bis zum Eintreffen der ersten Schwerspatlösungen: womit dann die Ausscheidung jenes Minerals eingeleitet gewesen wäre.

Für die Schwerspatgänge im Ilefelder Porphyrite jedoch traf auch dieses nicht zu. Diese Gänge gehen nicht bis auf das Schiefergebirge hinunter, letzteres ist vielmehr mit einer Konglomeratschicht bedeckt, die genau so halurgometamorphosiert ist, wie der Porphyrit selber. Die Laugen waren also auch dort unten, unterhalb der Gänge; Verdünnungs-, d. h. Ausfällungswasser gab es infolgedessen von dort her nicht Aber zwischen dieser Konglomeratschicht und dem Porphyritlager befindet sich ein Kohlenflöz, und so wird es wahrscheinlich, daß durch dessen partielle Oxydation durch die Laugen genügende Quantitäten Wasser entstanden sein können, um die Schwerspatkristallisation einzuleiten, zumal dieses Kohlenflöz damals, bald nach seiner Entstehung, wesentlich reicher an Wasserstoffverbindungen gewesen sein muß als heute, noch mehr „Braunkohle“ oder gar „Torf“ — im chemischen Sinne selbstverständlich.

Nur der Schwerspat an den Kieselholzstämmen des Kyffhäusers spottet in seiner Spontaneität aller Erklärungsversuche. Daß seine beiden Begleiter, Quarz und Eisenglanz, in vollkristalliner Ausbildung wenigstens, ebenfalls nur an jenen Stämmen vorkommen, verwirrt die Sachlage womöglich noch. Ich habe einmal daran gedacht, daß die Ruhe hinter einer Leeseite, welche die Stämme inmitten der zirkulierenden Laugen darboten, die Ursache jener Kristallbildungen gewesen sein könnte. Aber in der Nähe der verschiedenen Schiefertonlagen, welche die Konglomerat- und Sandsteinlager auf mehreren Niveaus unterbrechen, müssen doch ähnliche günstige Verhältnisse geherrscht haben, aber trotzdem unterblieben hier solche Kristallisationen.

Das Baryum des mit wasserfreiem Eisenoxyd vergesellschafteten, eng mit den halurgometamorphen Gesteinen verknüpften Schwerspates des Südharzes wurde also zu postrotliegenden, präzechsteinischen Zeiten aus Geröllmassen und eventuell auch aus anstehendem Gesteine extrahiert durch Salzlaugen und zum größesten Teile zu präzechsteinischen Zeiten eben als Schwerspat wieder abgeschieden aus diesen Salzlaugen, welche konzentriert genug waren, um Eisenoxyd — analog dem Karnallit-, resp. karnallitfähigen Laugen einer wesentlich jüngeren Epoche — nicht als Hydrat, sondern wasserfrei sich niederschlagen oder kristallisieren zu lassen. Die Geröllmassen wurden erst hierdurch zu „Rot“-liegendem und gerötetem Oberkarbon, zugleich im auffälligsten Maße kalkarm, während die anstehenden Gesteine, je nach ihrer eigenen petrographischen Beschaffenheit und nach der Zusammensetzung der Laugen, von denen sie durchtränkt wurden, die von mir bereits an anderer Stelle beschriebenen Umwandlungen erlitten. Betreffs der Laugen sei wiederholt darauf hingewiesen, daß sie an sich zwar, als Verdampfungsrückstand des damaligen Ozeanwassers, keine andere Zusammensetzung hätten haben können, als ausschließlich ihrem Konzentrationsgrade entsprach, daß sie aber im Wege ihrer metamorphosierenden Tätigkeit, je nach dem Mineralbestande der von ihnen bearbeiteten Gesteine, eine in dieser Hinsicht sehr schwankende und von Gegend zu Gegend wechselnde Zusammensetzung haben mußten. Denn sowohl der Natur der Sache nach, wie den damaligen Bodenkonfigurationen entsprechend: wo unter einer Hunderte von Metern betragenden Geröllüberdeckung z. B. der archäische Kyffhäuser vollständig, der paläozoische Harz zum großen Teile begraben und verschüttet waren, und das tief unter der heutigen Tagesoberfläche unter jüngeren Ablagerungen begraben liegende Rotliegende weit herum mit jenem der heutigen Höhen und Gebirgsränder eine annähernd gleichmäßige, ausgeebnete Fläche

gebildet haben muß, werden wir uns selbstverständlich keinen Ozean von Salzlaugen, sondern eine Aneinanderreihung von mehr oder weniger ausgedehnten Laugentümpeln, -teichen, -sümpfen über jener weiten Geröll- und Sandwüstenei vorstellen, eingefaßt und von einander abgegrenzt durch flache Hügel und Sanddünen, durch vulkanische Bildungen und nicht gänzlich niedergesunkene und daher nicht gänzlich überschüttete Faltengebirge, wie eben der Harz.

Jene gewaltigen Geröllanhäufungen nebst den Ufer- und Untergrundgesteinen lieferten den sie durchtränkenden, sonnendurchglühten Laugen aber nicht nur das Baryum oder das Eisenoxyd, das Manganerz, die Kieselsäure, das Kalkspat-, Braunspat-, Albitmaterial u. s. w., die uns in den halurgometamorphen Gebieten als deren spezifische Mineralbildungen begegnen, sondern auch große Mengen von gewissen Schwermetallen mußten ebenfalls bei der Gelegenheit in Lösung gehen; genau soviel nämlich, wie die betreffenden Gesteine außer Baryum etc. davon enthielten und in Laugen überhaupt löslich war.

Und das dürfte nicht wenig gewesen sein; enthalten doch erfahrungsgemäß nicht wenige Silikatgesteine, z. B. manche Gneise, Granite, Diabase etc. relativ recht bemerkbare, oft sogar bequem bestimmbare Mengen von Kupfer, Blei, Zink u. s. w., in denen Baryum überhaupt nicht oder nur in geringsten Spuren nachweisbar ist. Wir sehen jetzt also außer dem Baryum noch weit größere Mengen von Schwermetallen in die Laugen gehen und durch sie translozierbar werden und müssen uns nun notwendiger Weise nach dem Verbleib dieser Metalle umschauen.

Hiermit kommen wir zur nächsten Gruppe.

B, b. Schwerspat in Gesellschaft von Sulfiden wesentlich gleichen Alters.

Diese Ausfällung der Schwermetalle im größesten Maßstabe noch während der Laugenperiode selber, also gewissermaßen eine kontinuirlich fungierende Umkehrung des an anderen Stellen vorsichgehenden Zersetzens, Oxydierens und Lösens — nicht zu verwechseln oder zu vereinigen mit der einmaligen Ausfällung der Restlaugen zur Kupferschieferzeit[1]) — dürfte in den harzer, speziell auch in den westharzer Erzgängen verkörpert sein. Zwar führte man die Füllung dieser Gänge bisher auf andere,

[1]) Verf., Regionalmetamorphose, S. 105 u. ff.; derselbe, Neueres Tatsachenmaterial im Lichte der Harzer Regionalmetamorphose. Centralbl. f. Min. etc. 1903, S. 358 u. ff.; derselbe, Formen, Alter und Ursprung des Kupferschiefererzes. Diese Zeitschr. **56**. 1904, S. 207 u. ff.

natürlich wieder thermale Ursachen zurück, besonders gern auf den sog. Granitdurchbruch; aber jener Ansicht fügen sich die Beobachtungen nicht sämtlich. Sehen wir uns daher auch diese Sache erst einmal näher an.

Was dem sog. Granitdurchbruche für die oberharzer Erzgänge zu so hohem Ansehen verholfen hat, mag die Meinung sein, daß er es war, der das Aufreißen der Gangspalten direkt bewirkt hat. Aber abgesehen davon, daß Aufreißen noch keineswegs Ausfüllen ist, ganz besonders im vorliegenden Falle nicht, ist jene Spaltenbildung höchst wahrscheinlich dem Granite überhaupt nicht zuzuschreiben. Durch die Untersuchungen Emanuel Kaysers[1]) und W. Langsdorffs[2]) kann der genetische Zusammenhang gewisser Hauptspalten der Clausthaler Hochebene mit solchen, welche südwestlich und westlich nahe am Brocken das Gebirge durchsetzen, als einwandsfrei festgestellt gelten. Nun lehren die Untersuchungen Emanuel Kaysers insbesondere, daß jene letzteren Spalten den Granit ebenso durchsetzen und verwerfen, wie das umgebende Schiefergebirge. Für diese Spalten war also der Granit bereits eine starre, passive Masse, die sich gewiß nicht selber aufriß und verwarf, daher auch ihre nähere und weitere Umgebung in ungestörter Ruhe ließ, so weit das auf sie ankam, und von der keine Injektionen, etwa nach Art des Bodeganges, und keine „granitische Säfte" mehr ausgingen. So führen denn diese Gänge östlich wie westlich vom Bruchberge tatsächlich keinerlei granitische oder thermale Gangfüllung, sondern Erze oder Gangarten nur, die auch anderwärts im Harze, fern von allen seinen Granitgesteinen, vorkommen.

Aber so wenig, wie diese Gänge rücksichtlich ihrer Entstehungsweise und ihrer Füllung granitogenen Ideenassoziationen eine Stütze bieten, ebensowenig tun sie das bezüglich ihrer Entstehungszeit, sobald man sie auch hieraufhin etwas schärfer ansieht. Der Hauptpunkt: daß der Granit jenem Spaltensystem gegenüber nur Objekt war, wurde soeben angeführt. Hieraus ergibt sich schon unmittelbar, daß die betreffenden Gänge jünger sind als der Granit. Aber nicht bloß jünger, sondern wahrscheinlich wesentlich jünger sind sie sogar — falls man diese Bezeichnung eben für zulässig halten will innerhalb eines einzigen geologischen Zeitabschnittes, von dessen Größe ich persönlich allerdings eine recht hohe Meinung habe.

---

[1]) Über das Spaltensystem am SW-Abfall des Brockenmassivs. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1881, S. 426 u. ff.

[2]) Über den Zusammenhang der Gangsysteme von Clausthal und St. Andreasberg. Clausthal, 1884.

Falls es nämlich Tatsache ist, daß die mittelharzer Eruptivgesteinsgänge jünger als der Granit sind — zwingende Beweise hierfür kennt man zwar noch nicht, doch läßt die große petrographische Ähnlichkeit, um nicht zu sagen Identität eines Teiles ihrer Füllungen mit den normalen, nicht halurgometamorph beeinflußten Anteilen der Eruptivdecken des südharzer Rotliegenden, sowie die besondere Beziehung speziell des Grauen Phorphyrs zu letzterer Formation[1]) nur ein permisches Alter für diese Gesteine in Anspruch nehmen —, so dürfte auch der westharzer Kersantitgang[2]), der jenen mittelharzer Gängen parallel streicht und hierdurch auf eine gleichgerichtete und daher wohl auch gleichaltrige Bewegung als gemeinsame Entstehungsursache zu schließen erlaubt, etwa gleichen Alters sein. Dieser Kersantitgang ist nun durch den nordwestlichen Anteil jenes oberharzer Gangspaltensystems in auffälligster Weise zerstückelt geradezu und mehrfach verworfen[3]): folglich sind die Spalten jener Erzgänge jünger als jene permischen Eruptivgesteine, wären also ältestens mittel- bis oberrotliegenden Alters. — Der granitisch-thermale Ursprung ihrer Füllung ist also auch hiernach recht wenig wahrscheinlich.

Mannigfaltig sind dagegen die Hindeutungen darauf, daß die oberharzer Erzgänge ihre Füllung den interpermischen Laugen verdanken. Die Hauptsache: daß letzteren die nötigen Metalle und sonstigen Gangartenmaterialien zur Verfügung standen, dürfte oben bereits erledigt sein; denn wo es die großartigen Baryumquantitäten gab, konnte es am metallischen Rohmateriale für die Erzbildung und an Rohstoffen für die Gangarten ebensowenig fehlen. Das liegt klar für uns zu Tage. Wir haben uns daher nur noch nach Beweisen für die ehemalige Anwesenheit jener Laugen in unserem Erzreviere umzusehen und uns über die Bedingungen der Ausscheidung der Gangfüllungen klar zu werden, um eventuell das Problem als gelöst betrachten zu dürfen.

Den Vortritt unter Allem, was hierbei in Frage kommt, haben auch hier die permisch-halurgometamorphen Gesteine. Solche fehlen auf dem Oberharze keineswegs. Wohl zu ihren besten, zuverlässigsten und für uns brauchbarsten Vertretern gehört der halurgometamorphe Spiriferensandstein der Umgegend

[1]) Der Hauptgang des Grauen Porphyrs durchsetzt, aus dem Schiefergebirge heraustretend, das Liegende des Ilfelder Melaphyrs. Verf., Regionalmet., S. 54. — Eine kristallfreie Abart des Grauen Porphyrs tritt als Gangapophyse im Melaphyr des Netzberges auf: Derselbe, a. a. O. S. 70 u. ff.

[2]) v. Groddeck, Der Kersantitgang des Oberharzes. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1882, S. 68 u. ff.

[3]) Ebenda. S. 74 u. f.

von Goslar. Derselbe findet sich in der charakteristischen Umbildung, wie ich sie von den Stolberg-Rodishainer Gesteinen bekannt gegeben habe, als ein vollkommen entkohltes, oft in der ganzen Masse durch wasserfreies Eisenoxyd violett- bis rotgrau pigmentiertes Gestein, welches meistens von Spältchen her zonal und nach innen zu in der Regel scharf absetzend in der Breite von ein paar Zentimetern tief eisenrot imprägniert ist. Die Verwitterung bringt es dann mitunter zu Wege, daß quergebrochene Stücke innen bis reichlich einen halben Zentimeter tief ausgehöhlt wurden, während die eisenoxydreiche, sattrote Imprägnationszone als Wulst ringsherum stehen blieb: genau dasselbe, was ich schon von einem gewissen, partiell umgewandelten Melaphyre, der südlich vom Hufhaus im Südharze ansteht, bekannt geben konnte. Glimmerreiche, mehr schiefrige Varietäten des Spiriferensandsteins sind gleichmäßig tief rot imprägniert und ahmen, wie ihre Analoga, die glimmerreichen, plattig-schieferigen Varietäten des umgewandelten Hauptquarzites von Rodishain u. s. w., rote Muskovitschiefer oder feinkörnige Muskovitgneiße täuschend nach. Für all' diese Gesteine sind besonders der Rammelsberg, der Kinderthalskopf, der Herzberg bei Goslar reiche Fundstellen. Sie finden sich dort vorwiegend auf und an den höchsten Gipfeln der genannten Berge und abgerollt die Flanken hinab bis in die Täler. Ähnlich auf dem Hahnenberge bei Oker und auf dessen Rücken über den Brautstein gegen den Eichenberg hin, auf diesem selber, auf dem Kleinethalsberge u. s. w.; hier überall in wesentlich gleicher Ausbildung. Mitunter ist die Rötung der Kluftflächen aber nicht viel mehr als gewissermaßen ein äußerlicher Anstrich mit stark abfärbendem, roten Eisenoxyd; so oben auf dem Bocksberge bei Hahnenklee. Die in diesen Gesteinen ebenfalls vorkommenden Versteinerungen, die bekannten Hohlformen und Steinkerne, sind hier mit rotem Eisenoxyd angefärbt, während sie sonst schön gelbbraun aussehen. — Auf den zuerstgenannten Fundstellen, besonders auf dem Rammelsberge und Umgegend sowie auf dem Herzberge, findet sich zugleich garnicht selten eine höchst auffällige und charakteristische Gangfüllung, teils in losen Stücken, oft aber auch gangförmig inmitten jener Umwandlungsgesteine: ein in der Regel ursprünglich rein weiß auskristallisierter Quarz, der lange rein weiß weitergewachsen ist, dann jedoch zuerst fast unmerklich, allmählich aber immer mehr und mehr rotes Eisenoxyd aufnahm, sodaß es jetzt genau so aussieht, als ob seine einzelnen Kristallindividuen in ihren oberen Teilen von den Trennungsnähten her mit rotem Eisenoxyd imprägniert seien. Letzteres ist natürlich nur Schein; Quarz ist nach meiner Erfahrung gänzlich undurchlässig. Besonders bei der mikros-

kopischen Untersuchung der umgewandelten Gesteine kann man sich hiervon leicht überzeugen. So ist dieser Quarz also ein Aequivalent des weißen Quarzes vom halurgometamorphen Ostharze, der zumal bei Stolberg so häufig Eisenglanz als jüngeres trägt, dort aber selber niemals gerötet ist[1]), und ebenso wie letzterer ein wertvolles Leitmineral der Halurgometamorphose, welches besonders dort recht eingehend berücksichtigt zu werden verdient, wo man die zu diesen wasserfreies Eisenoxyd-Quarzgängen gehörigen roten Gesteine als Verwitterungsprodukte anzusehen geneigt sein sollte. — Echt, atmosphärisch, verwitterter Spiriferen-Sandstein fehlt dort selbstverständlich durchaus nicht. Er ist gewöhnlich hellgrau, stellenweis sogar ganz weiß, wohl weil Humus und Torf ihm das in der Regel nur spärlich vorhandene Eisen entzogen haben. Wo das nicht geschehen ist, zeigt er die dem Eisenoxydhydrat zukommenden Farbentöne vom blaß Lößfarbigen bis zum tiefen, satten Braun der Brauneisensteine.

Daß jene annähernde Fläche, in welcher die Halurgometamorphose die höchsten Berggipfel bei Goslar streift, die durch die große karbonische Hauptfaltung des Harzes geschaffenen tektonischen Verhältnisse zur Voraussetzung hat, gerade wie am Ostharze, braucht kaum erwähnt zu werden. Im Übrigen ist ihre Lage auch hier keine horizontale geblieben, wohl hauptsächlich in Folge postpermischer Senkungen, die wir vielleicht am deutlichsten in der mantelförmigen Umlagerung des Harzes durch die Zechsteinformation zum Ausdruck gebracht sehen. Aber die Verhältnisse liegen hier etwas anders als am Süd- und Ostharze, wo die halurgometamorphe Zone fast überall als alte, präzechsteinische Oberfläche auf der Gebirgsböschung selber unter den jüngeren Gesteinen des angrenzenden Vor- oder Tieflandes verschwindet. Bei Goslar beobachtet man gerade dieses nicht. Entweder ist hier die Zone durch Verwurf abgeschnitten, oder dermaßen steil niedergefaltet, daß das Verbindungsstück zwischen den umgewandelten Gesteinen der Hochgipfel und denen, die tief im Untergrunde des anstoßenden Tieflandes hinstreichen müssen, der Erosion anheimfiel. An jenem aber, was oben auf den Bergen noch erhalten blieb, beobachtet man deutlichst die Senkung der Zone gegen die Ebene, draußen, hin: auf dem Rammelsberge, Herzberge, also in der Nähe des Gebirgsrandes,

[1]) Diese sonderbare Zwiespältigkeit: an manchen Lokalitäten das Eisenoxyd als Pigment in sich aufzunehmen, an anderen dagegen das Eisenoxyd rein, gesondert, neben sich zu haben und selber rein, ungefärbt, aufzutreten, zeigt auch noch der halurgogene Kalkspat, und auch der Schwerspat.

sind die roten Gesteine reichlich anzutreffen, während sie nach dem Gebirgsinnern zu ziemlich schnell spärlich werden. Daneben scheint sich aber auch der Westrand schon hier ebenfalls bemerkbar zu machen, indem auf dem Bocksberge rote Gesteine vorhanden sind, während ich auf der östlich von ihm gelegenen, sogar etwas höheren Schalke bisher keine Spur davon entdecken konnte.

Uns interessiert hier speziell die nördliche Neigung der halurgometamorphen Zone. Setzen wir nämlich die Zone unter Berücksichtigung ihres Fallens nach rückwärts fort, so sehen wir sie schon im Niveau des Bocksberggipfels gegen zweihundert Meter hoch über dem Plateau von Clausthal hinwegziehen, natürlich in Gesteinen, die längst abgetragen sind. In diesem Falle hätten also jene Gangteile, die heute das oberharzer Erzrevier bilden, zweihundert und mehr Meter unter der Oxydationszone der interpermischen Laugenwirkung gelegen. Aber der Sachverhalt kann auch anders gewesen sein; die Clausthaler Gegend kann auch mit einer noch höher über der heutigen aufragenden Oberfläche auch die interpermischen Laugensümpfe überragt haben, sodaß die Laugen mehr von den Seiten her in die Gangspalten zu dringen hatten. Doch auch in diesem Falle hätten sie einen beträchtlichen Weg zurücklegen müssen, um in die Gegend der heutigen Erzräume zu gelangen, und darauf kommt es an.

Ähnlich, nur wesentlich erkennbarer, lagen die Verhältnisse auf dem Ostharze. Dort haben wir die halurgometamorphe Zone am Südrande über den ganzen Ostrand hin und sogar am Nordrande bis Ballenstedt im besten Zusammenhange, sie bildet einen nur gegen Westen offenen Mantel, den wir domartig über die Gegend des Harzgeröder Erzrevieres sich emporwölben und sich schließen sehen, sobald wir auch hier ihr überall erkennbares Harzauswärtsfallen zu einer Ergänzung der Zone nach rückwärts, nach dem Zentrum des Gebirges hin, benutzen. Aber auch hier wieder blieb die Kuppel in der Mitte ungeschlossen, falls sich die betreffenden Gegenden über die Laugensümpfe hinaus erhoben.

Trotzdem fehlen auch in den Erzgängen des Oberharzes umgewandelte Gesteine nicht gänzlich. Da sie den karbonischen Sedimenten angehören, sind sie natürlich zu einer späteren Zeit, also durch die interpermischen Laugen metamorphosiert. Daß das überhaupt geschehen konnte, kann nicht gerade befremden, müssen wir doch die Möglichkeit zugestehen, daß hie und da die eine oder die andere Spalte bis draußen hinaus weit und im Ganzen gleichmäßig, ohne allzu arge Einschnürungen offen stehen konnte. Solche oder ähnliche Zufälligkeiten mögen es gewesen sein, denen

wir die betreffenden Gesteine in jener Gegend verdanken. Bekannt sind vor allem die sogenannten bunten Gangtonschiefer der Gruben „Königin Charlotte“ und „Hülfe Gottes“. v. Groddeck[1]) hat sie eingehend beschrieben und auch ihre enge Zugehörigkeit zu den Rodishainer Gesteinen bereits vollkommen richtig herausgefunden — eine Erkenntnis, mit welcher damals, vom Standpunkte des Dynamometamorphismus aus, allerdings nichts anzufangen war. Verbreiteter noch als diese eigentlichen bunten Gangtonschiefer sind die „roten, eisenschüssigen Grauwacken“ und ebensolche Schiefer, die sich einstweilen zwar mit der Rolle der „Verwitterungsprodukte“ begnügen mußten, die aber ebenso halurgometamorpher Natur sind, wie jene Schiefer, und welche ebenso wie diese je ihr ostharzer Prototyp besitzen: die nördlich vom Bahnhofe Rottleberode im Stolberger Tale, auf dem Kreuzstiege, dem Ritterberge und überhaupt die meisten der in jener Gegend anstehenden umgewandelten Gesteine repräsentieren vorwiegend diese „eisenschüssigen“ Umwandlungsprodukte, und — um das immer wieder hervorzuheben — gepreßt sind natürlich die einen so wenig wie die anderen.

Auf gewisse oberdevonische rote Gesteine des Oberharzes von mutmaßlich älterer Entstehung komme ich weiter unten zurück.

Diese halurgometamorphen Gesteine lehren also, daß die Laugen zu den oberharzer Gangspalten Zutritt hatten. Im Anschluß hieran dürfen wir jetzt auch den dortigen Schwerspat als weiteres Beweismittel für die Laugentätigkeit in Anspruch nehmen, natürlich nicht als Schwerspat schlechthin, sondern rücksichtlich seiner Massenhaftigkeit und seiner bekannten eigentümlichen Lokalisiertheit gegen den nahen Gebirgsrand hin, wodurch er sich beide Male schon in einem gewissen Grade zu seinen ost- und südharzer Vorkommnissen in Parallele stellt. Noch weit auffälliger werden diese Beziehungen aber dort, wo der Schwerspat, genau in ost- und südharzer Weise, in roten Gesteinen auftritt, wie z. B. in roter Grauwacke über dem Frankenscharrner Stolln[2]), am Sternplatz bei Lautenthal und anderwärts.

Hierdurch erscheint denn die innige Verbindung zwischen dem Stolberger und dem Clausthaler Schwerspat: zwischen dem Schwerspat des wasserfreien Eisenoxydes und demjenigen der geschwefelten Erze bereits in wünschenswerter Klarheit. Kommt es doch auch bei Stolberg-Rodishain vor, daß der Schwerspat

[1]) Studien über Tonschiefer, Gangtonschiefer und Sericitschiefer. Jahrb. d. Kgl. pr. geol. L.-A. f. 1885.

[2]) Wimmer, Die Gänge der Gruben Ring und Silberschnur. Maja, 1854, S. 20.

aus den umgewandelten Gesteinen in die normalen hinübertritt[1]), sodaß sich Clausthal und Stolberg rücksichtlich der Art des Auftretens ihres Schwerspates also nicht qualitativ von einander unterscheiden; ihre umgewandelten und normalen Gesteine mit den in beiden auftretenden Schwerspatmengen bilden eines das Reziprok vom anderen.

Dafür aber, daß in den Clausthaler Gängen Laugen tätig waren und nichts Anderes, dafür gibt es noch einen ganz besonderen und, wie ich glaube, zwingenden Beweis: die chemische Zusammensetzung der Gangtonschiefer. Wie sich aus v. Groddecks zitierter Abhandlung ergibt, enthalten diese Gesteine, und zwar die bunten, also oxydierten, sowohl, als auch die schwarzen, noch kohlehaltigen, bis über fünf Prozent Kali! Tonschiefer, auch die harzer, enthalten sonst wesentlich weniger davon. Wenn wir nun in diesen besonderen Fällen einen so außergewöhnlichen Mehrgehalt vor uns sehen, so bleibt uns dafür keine andere Erklärung zur Verfügung, als die Annahme, daß das Kali durch eine sehr kalireiche Flüssigkeit jenen Ganggesteinen direkt zugeführt wurde. Denn eine Wegführung alles Übrigen mit Zurücklassung vorwiegend des Kalis läßt sich nicht mit unseren anderweitig an Zersetzungs- und Lösungsvorgängen gewonnenen Erfahrungen in Einklang bringen. Also zugeführt ist das Kali: Aber von wo? Etwa vom Granite, jener oben schon berührten Gangfüllungstheorie gemäß? Betrachten wir auch hier solche vermeintliche Granitwirkung etwas näher.

Der harzer Granit ist, wie andere Granite ebenfalls, ein sehr saueres Gestein, dem man es daher von vornherein schon kaum zutrauen wird, daß er gern Alkalien abgibt. Was er abgibt, ist daher in erster Linie sein Säureüberschuß, seine Kieselsäure. Das beweisen die Hornfelsbildungen und dergleichen in seiner Umgebung, und das beweisen ganz besonders auch die zahlreichen Quarztrümer, welche stellenweis in großer Ausdehnung, weit über den eigentlichen Kontakthof hinaus, die Gesteine durch-

---

[1]) Diese kleinen, aber theoretisch wichtigen Schwerspatvorkommen in normalem, nicht umgewandelten Gesteine bei Stolberg befinden sich 1) südöstlich von der Papiermühle im Stolberger Tale, wo der Schwerspat des dortigen metamorphen Gangrevieres auf Trümchen in die dunkel blaugrauen normalen Grauwackenschiefer hinübertritt; und 2) oben in dem Talgrunde, welcher den Loschenberg vom Schäferkopf trennt, OSO vom Forsthause Eichenforst, in der Halde eines Versuchsschachtes. Hier scheinbar selbständig, höchstwahrscheinlich gleichfalls als Abläufer, und zwar als unterer, nämlich jener Schwerspatgänge, welche die oben darüber vorhanden gewesene, aber bis auf geringe Reste abgetragene halurgometamorphe Oberflächenzone durchsetzten. — Genau so dürften die Verhältnisse auch beim Clausthaler Schwerspat in der Hauptsache liegen.

setzen und mit ihren massenhaften Fragmenten dort, wo der Wald fehlt, wie z. B. in den Bärnröder und Siptenfelder Fluren, südlich vom Ramberggranite, eine auffällige Erscheinung bilden.

Es bleibt also nichts weiter übrig als die Annahme, daß den oberharzer Gangtonschiefern ihr Kalireichtum in Gestalt echter, rechter Kalisalzlösungen zugeführt wurde, daß sie also ein Analogon der umgewandelten Ilfelder Eruptivgesteine bilden, jenes Porphyrites und jener Melaphyre mit über 7 Prozent Kali, auf welche ich auch an dieser Stelle schon einmal hingewiesen habe[1]; und zwar ein ganz vollkommenes, denn auch vom Ilfelder Melaphyr existiert eine Abart, welche zwar zersetzt, jedoch nicht oxydiert ist, trotzdem aber ebenso kalireich wurde, wie die zersetzten und zugleich oxydierten Varietäten. Es ist das der grüne Melaphyr aus dem Wiegersdorfer Talgrunde, der, wie ich s. Z. ausgeführt habe, mutmaßlich von jenen Laugen umgewandelt wurde, welche gewissermaßen auf dem Rückwege waren, nachdem sie am Kohlenflöz bereits ihren Sauerstoff resp. ihr im Eisenchloridgehalt beruhendes Oxydationsvermögen eingebüßt hatten. Und ebenso dürfte es sich im wesentlichen mit den schwarzen, kalireichen Gangtonschiefern verhalten: sie kamen nicht mit unmittelbar von draußen hereinfließenden, oxydationsbefähigten Laugen, sondern mit solchen in Berührung, die ihr Oxydationsvermögen im längeren Hindurchströmen durch die Gangspalten bereits verloren hatten, mit reduzierten Salzlaugen also, statt mit oxydierenden. Daß sie auf ihrem Wege bis dahin nicht auch ihr Kali eingebüßt hatten, mag dartun, wie ungemein reich sie gerade an diesem Stoffe gewesen sein müssen.

Was nun die Bindung dieser Kalizufuhr betrifft, so kann man v. Groddecks Meinung teilen, der zufolge sie zur Serizitbildung verwendet wurde. Mehr noch wird man aber vielleicht mit der Möglichkeit rechnen müssen, daß das Kali auch hier in diesen Gangtonschiefern ebenso wie im Ilfelder Porphyrite und Melaphyre, wo ich das durch mikroskopische Untersuchung speziell festgestellt habe, ohne Bildung besonderer Kalimineralien gebunden sein kann, also vielleicht nur absorbiert ist wie das Kali im kaligedüngten Ackerboden. Der in jenen Schiefern vorhandene Serizit beweist nichts hiergegen: er kann ebensowohl durchgängig älter sein, wie er es sicherlich z. T. ohnehin ist.

Neben dem wasserfreien Eisenoxyd, welches seiner chemischen Natur nach nicht anders entstanden sein kann, als durch Ausscheidung aus konzentrierten Lösungen sehr hygroskopischer Salze, i. e. Laugen, sind es besonders der Schwerspat und jene

---

[1] Verf., Halurgometamorphose. S. 57 u. ff.

eben erwähnte Kalianreicherung, welche, ersterer durch seine Herkunft oder Abstammung wie durch seine Löslichkeit nur in konzentrierteren Salzlösungen, letztere in sich selber, am vornehmlichsten auf Laugen und deren Tätigkeit verweisen. Immerhin wird es nicht ohne Nutzen sein, auch die übrigen Gangmineralien der harzer Erzdistrikte daraufhin anzusehen, ob sie sich mit den Laugenfunktionen, wie sie die Mineralien und Gesteine der Halurgometamorphose zur Erscheinung bringen, vereinbaren lassen.

Eins der verbreitetsten Mineralien der harzer Erzgänge ist der Quarz, und wohl überall, ob im Ober- oder Unterharze, ist er das älteste Mineral zunächst; mag er auch in späteren Generationen wiederkehren. Das älteste ist er aber ebenso auf den Albit-, Karpholith-, Eisenglanz- und Manganerztrümern in den durch Laugen umgewandelten Gesteinen des Süd- und Ostharzes, und auch in den oben erwähnten Gangtrümern des ebenso umgewandelten Spiriferensandsteines bei Goslar haben wir meistens als erste Ausscheidung gleichfalls weißen Quarz, der erst später rotes Eisenoxyd als Färbung seiner jüngsten Ansätze umschloß. Also so ziemlich überall, wohin die Laugen, einerlei ob reduziert oder oxydierend, gedrungen sind, haben wir vor Allem erst einmal Quarz, oft genug auch wohl weiter nichts. Woher diese in ihrer Totalität ganz enormen Quantitäten stammen, das lehrt am besten die Betrachtung der umgewandelten Gesteine, denn sie zeigt uns, zunächst in den von mir a. a. O. beschriebenen, so interessanten Nachkristallisierungen oft des ganzen Quarzmaterials jener Gesteine, von den Rollkieseln bis hinunter zum feinsten, mikroskopischen Quarzsplitterchen und Sandstäubchen, in zahllosen Beispielen von Sekundärmosaikbildungen, von Ausscheidungen von Eisenkiesel, Chalcedon u. dergl., von Verkieselungen, kieseligen Härtungen vorher gänzlich zersetzt gewesener Gesteine, aber auch in gründlichen Zermürbungen ganzer, gewaltiger Schichtenfolgen, daß das Aufgelöstwerden, Wandern und Sichwiederabscheiden der Kieselsäure eine ganz allgemein verbreitete Begleiterscheinung oder besser: Teilerscheinung des Laugewirkens war. Auch hier brauchen wir nur das Rotliegende im Auge zu behalten, wie es von oben bis unten zersetzt und umgewandelt ist,[1])

[1]) Wenigstens einigermaßen verfestigtes Rotliegendes, von mittlerer Sandsteinfestigkeit etwa, und daher zu Werkstücken brauchbar, ist am Harze wie am Kyffhäuser, wenn auch nicht gerade selten, so doch keineswegs im Überflusse vorhanden. Umso häufiger sind dagegen Gesteine von so lockerer Beschaffenheit — trotz ihres hohen Alters! — daß sie sich abgraben und schaufeln lassen wie neuster Flußschotter, und daß die in sie einschneidenden Fahrwege vor der sonst unvermeidlichen Verschüttung oft durch Vermauerung geschützt

um eine Vorstellung erst einmal von einer großartigen Auflösung zu gewinnen, aus der heraus alsdann die Quarzmassen der Erz- usw.-Gänge einfach als Wiederabscheidungen in Umkehrung jenes Vorganges kaum noch überraschen können.

Ein anderes, in den Erzgängen und auf tauben Gängen sehr verbreitetes Mineral, der Kalkspat, ist in den halurgometamorphen Gebieten ebenfalls nicht selten, obwohl er im Allgemeinen weniger häufig und anscheinend etwas lokalisiert vorkommt. Wie der Quarz hat er die Eigentümlichkeit, das wasserfreie Eisenoxyd sowohl einzuschließen, sodaß er rot, selbst tief dunkeleisenrot wird — so z. B. bei Uftrungen und auf dem Ludenberge bei Stolberg —, als auch außerhalb seiner Substanz für sich gesondert zu lassen, sodaß er fast weiß oder nur blaß rötlich aussieht, während das Eisenoxyd entweder als Eisenglanztäfelchen — so z. B. bei Pansfelde, Uftrungen und Buchholz — oder in radialstrahligen Kugeln als roter Glaskopf mitten darinliegt — so z. B. auf der Unterbergshöhe bei Ilfeld. Allerdings wird man im Auge behalten müssen, daß es ebensosehr vom Eisenoxyde abgehangen haben kann, ob es von jenen Mineralien während deren Kristallisation mit eingeschlossen wurde oder nicht, wie von den umschließenden Mineralien.

Braunspat, durchschnittlich weniger häufig in den Erzgängen, ist auch im Gebiete der Halurgometamorphose seltener. Er findet sich hier z. B. am Kreuzstieg bei Stolberg und ist, auf den Roteisensteinlagerstätten besonders, ziemlich verbreitet. Zu bemerken ist außerdem, daß der vorerwähnte Kalkspat wohl stets größere oder geringere Mengen Magnesia enthält, also Übergänge zum Braunspat oder Mischungen mit solchem bildet.

Sehr verbreitet im Harze ist der Spateisenstein. Seine Stellung zu den übrigen Mineralvorkommnissen dort ist eine ganz besondere; er verdient daher wohl eine eingehendere Berücksichtigung, umsomehr, als wir über seine Vorkommnisse durch die zahlreichen, speziell ihm gewidmeten Versuchsarbeiten der siebziger Jahre gut unterrichtet sind. Vollständig zu fehlen scheint er einzig in der eigentlichen Randzone, also bei Rodishain u. s. w. Das ist an sich eigentlich selbstverständlich; denn wo eine so energische Oxydation verlief, wie im Gebiete der umgewandelten Gesteine, konnte Spateisenstein natürlich nicht

---

werden müssen. Eine genauere Untersuchung des Rotliegenden lehrt übrigens, daß es weniger der Quarzsand und die Rollkiesel waren, was die Unkosten des Lösungsvorganges zu decken hatte, als vielmehr das Silikatmaterial. — Wie ganz anders beschaffen sind die Harzer Kulmgrauwacken, die doch, von heute ab gerechnet, nicht gar so viel älter sind, NB. im normalen Zustande!

existieren oder gar entstehen. Ebenso fehlt er dem Rotliegenden mit einziger Ausnahme des Sphärosiderites, welcher bei Ilfeld u. s. w. im Schutze der Reduktionswirkung des Kohlenflözes auf dieselbe Art erhalten blieb, wie andere Dinge dort ebenfalls aus gleicher Ursache. Trotzdem ging er den metamorphen Gesteinen nicht aus dem Wege, sein erstes Auftreten gegen das Gebirgsinnere hin ist vielmehr gerade an solche geknüpft: er erscheint auf den Schwerspatgängen der kleinen, von der Hauptzone abgesonderten metamorphen Gebiete, jedoch deutlich als jüngere Bildung und in dieser Weise sogar als Füllung der zwischen den Schwerspatkristallisationen verbliebenen Räume. So im Silberbache bei Stolberg. Aber schon in dieser Region sehen wir ihn den engen metamorphen Bezirk verlassen und in Begleitung von Flußspat und Kupferkies, aber ohne Schwerspat, in die normalen Gesteine hineinsetzen. Diese drei Mineralien, deren Gleichalterigkeit im Unterschiede von ihrer Stellung dem Schwerspat gegenüber durch gegenseitige Überwachsung bewiesen wird, bilden die gewöhnliche Gangfüllung auf einer breiten, harzeinwärts hinter der Randzone hinstreichenden Fläche, mit der Maßgabe jedoch, daß der Flußspat gegen W hin durchschnittlich seltener wird, und Quarz einen von Revier zu Revier stark schwankenden weiteren Anteil der Gangfüllung zu bilden pflegt. Auch Spateisenstein und Kupferkies haben kein konstantes relatives Mengenverhältnis; mitunter fehlt der Kupferkies fast vollständig, mitunter ist er so reichlich vorhanden, daß er in früheren Zeiten den Abbau gelohnt hat.

Was diesen Gängen dagegen bis dahin fehlt, sind Schwefelkies, Bleiglanz und die übrigen Schwefelmetalle der innerharzischen Erzdistrikte. Diese finden sich auf dem Ostharze erst gegen das Innere des Gebirges hin ein — auf eine vereinzelte Ausnahme werden wir unten zurückkommen — was um so sonderbarer erscheint, als Spateisenstein, Kupferkies, Quarz, Flußspat ihrerseits vollzählig zu den Schwefelmetallen hinübertreten.

Diese vorwiegend ostharzer Verhältnisse geben uns nun ein bestimmtes Bild einer gewissen Zusammengehörigkeit der Dinge, einer gewissen Einheitlichkeit eines Vorganges, in welchem sie sich herausbildeten. Was hier vorliegt, fassen wir mit dem ersten Blick bereits, sobald wir uns die mehrerwähnte präzechsteinische Harzoberfläche rekonstruieren: Was wir hier über ansehnliche Flächen hin heute von einander getrennt neben einander erblicken, war wahrscheinlich über einander ebenso gesondert, ist also Teufenunterschied. Das ist offenbar der Kern der Sache, neben welchem es wenig ausmacht, wenn vielleicht die metallbeladenen Laugen zu den Zentralpartien des Gebirges infolge deren möglicher oder wahrscheinlicher Erhebung

über das Niveau der interpermischen Salzsümpfe hinaus mehr von der Seite als senkrecht von oben her Zugang gehabt haben sollten.[1])

Unter diesem Gesichtspunkte werden wir uns auch mit der oben berührten Anomalie eines „regelwidrig“ gelegenen Erzganges abfinden können. Sie betrifft den „Silbernen Nagel“ bei Stolberg,[2]) wo ganz vereinzelt schon Bleiglanz und Zinkblende auftreten, Erze, welche dem Innern des Gebirges zukommen, während hier unserer Regel nach eigentlich nichts anderes als Spateisenstein und Kupferkies vorkommen sollten; tatsächlich sind dort sonst überall in der näheren oder weiteren Umgebung diese die einzigen Erze. Aber der Gang hat eine sehr sonderbare Lage. Er streicht nämlich tief unten, dicht unter dem Fuße des Auerberges hin. Letzterer hat bis zum heutigen Tage seine Umgebung so erfolgreich vor der Erosion geschützt, daß sie — auch das Schiefergebirge, nicht etwa bloß der Porphyr — eine deutlich hervortretende Hochfläche bildet. Zu interpermischen Zeiten ist das nun gewiß nicht weniger der Fall gewesen. Folglich repräsentiert der Silberne Nagel trotz seiner südlichen, randgenäherten Lage einen ganz ähnlichen interpermischen Tiefenhorizont, wie die weiter nördlich gelegenen Erzgänge, z. B. bei Hayn oder am Maliniusteiche u. s. w., und führt dementsprechend ebenfalls Schwefelmetalle.

Bei dieser Gelegenheit sei übrigens erwähnt, daß der heutige Auerberggipfel resp. das, was ihn gegenwärtig bildet, damals gleichfalls u n t e r dem Laugenniveau gelegen haben muß: er

---

[1]) Der Harz muß zwischen den interpermischen Laugensümpfen eine Grenzscheide gebildet, sich mit gewissen Partien seines Innern über die Laugen erhoben haben, denn an ihm scheiden sich halurgometamorphe Distrikte gleichen Alters, aber chemisch, resp. mineralogisch etwas von einander abweichender Qualität. Wir werden oben Gelegenheit haben, diese Tatsache noch eingehender zu diskutieren.

[2]) Dieses interessante Erzvorkommen ist auf dem Blatte Stolberg nicht verzeichnet, deshalb mögen ein paar Angaben darüber hier mitgeteilt werden. Der Gang kreuzt den „Braunen Sumpf“ der Karte in dessen unterstem Teile zwischen den 1100- und 1200-Fuß-Horizontalen ziemlich genau NW—SO. Die nördlichsten Aufschlüsse sind die alten Schächte und Pingen in einem Talgrunde, der zur alten Chaussee hinaufzieht. Auch ein Stolln findet sich dort noch. Die südlichsten sieht man vom 5,6 km-Steine der „Holzchaussee“ unweit nördlich im Walde; ebenfalls alte, verfallene Schacht- und Stollenanlagen. — Die Gangfüllung ist Quarz, Spateisenstein, Bleiglanz und Zinkblende. Letztere bildet zwei Generationen: eine dunkelbraune, grobspätige Abart ist die ältere, sie hat mit dem Bleiglanze dasselbe Alter; außerdem hat eine helle, oft klar hellbraun durchsichtige, nicht selten in gut ausgebildeten Kristallen auftretende Varietät den Bleiglanz überwachsen, ist also jünger.

wird von einer charakteristischen, mit rotem, schuppigem Eisenoxyd gefüllten Kluft durchzogen, an der stellenweis der Porphyr in genau der gleichen, auffälligen Art umgewandelt ist, wie seine draußen im Rotliegenden vorkommenden Rollstücke. Möglichenfalls rührt seine sonderbare allgemeine Zersetztheit, rühren besonders auch die eigentümlichen Nachwachserscheinungen an seinen Quarzeinsprenglingen, die Höfe, von der gleichen Ursache her.

Eine weitere Eigentümlichkeit des Ostharzes, allerdings nur eines bestimmten Gangdistriktes seines zentralen Teiles, ist der Wolframit. Wie bekannt, hat dieses Mineral seine Hauptverbreitung bei uns im Archaikum Sachsens; es lag daher nahe genug, dasselbe auch im Harze, wenn schon nicht mit archäischen Gesteinen, die es dort nicht gibt, so doch wenigstens mit dem Granite in Verbindung zu bringen. Die Möglichkeit eines derartigen Sachverhaltes kann allerdings nicht bestritten werden und soll das auch nicht. Mag immerhin der Wolframit seine heutige Ausbildung keinen anderen Agentien verdanken, wie seine Begleiter, so wäre doch immer noch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß dieselbe eine Rekristallisation oder dergleichen eines in dortiger Gegend bereits vorhanden gewesenen, vom Granite oder sonst irgend woher stammenden Wolframitmaterials sein könnte.

Unter solchem Vorbehalte dürfen wir dieses Mineralvorkommen jetzt aber auch daraufhin ansehen, wie es unter unseren besonderen Gesichtspunkten erscheint. Am harzer Wolframit fällt wohl am meisten auf, daß er mit allen jenen Gangarten und Erzen im Ganzen gleichalterig, vergesellschaftet ist, die am Harze und auch in anderen Gegenden, fern von jedem Granite oder dergleichen, die größeste Verbreitung haben. Er ist hier gewissermaßen nur eine Beigabe oder eine Überbestandmasse der gewöhnlichen Gangfüllung, womit zugleich gesagt ist, daß er hier ohne seine üblichen, z. B. aus den Zinnsteinformationen Sachsens so wohlbekannten, Begleiter auftritt, wenn man von Mineralien wie Quarz, Flußspat, Kupferkies etc., die auch sonst recht verbreitet sind, absieht. Besonders fehlt auch der Molybdänglanz, dieser charakteristische, treue Begleiter des Wolframites, hier gänzlich, und ebenso andere Molybdänmineralien. Dagegen findet sich auch das Kalksalz der Wolframsäure, der Scheelit. — Für die Entstehung des Wolframites kommt nun nächst dem Vorhandensein seiner Grundstoffe vor allem deren Löslichkeit in Frage. Eisen und Mangan sind uns als Laugenbestandteile schon oft genug begegnet, ihre Löslichkeit resp. die speziellen Verbindungen, als welche sie mutmaßlich in Lösung waren, haben

a. a. O. mehrfach den Gegenstand unserer Betrachtungen gebildet, und auf ihre Reduktion kommen wir unten eingehend zurück. So betrachten wir hier nur die Wolframsäure und da sehen wir denn, daß diese eine derjenigen Substanzen ist, denen Salzlaugen sehr dienlich sein müssen, wenn sie transportfähig werden sollen. Selber vollständig unlöslich in Wasser, bildet sie überhaupt keine anderen löslichen Salze außer ihren Alkalisalzen. Letzterer Umstand zumal läßt uns folgern, daß wir es hier ebenfalls mit keinem gewöhnlichen Lösungsvorgange zu tun haben. In unseren Salzlaugen waren nämlich zufolge ihres marinen Ursprunges auch große Mengen von Chlorcalcium enthalten — Anderes braucht uns hier nicht zu interessieren —, und dieses hätte sich unter gewöhnlichen Umständen mit löslichen Wolframsäuresalzen unter Abscheidung von wolframsaurem Kalk umgesetzt, resp. Wolframsäure hätte von vornherein in Kalksalzlösungen garnicht in Lösung gehen können. Da das aber trotzdem stattgefunden hat, scheint es, daß wolframsaurer Kalk in jenem konzentrierten Lösungsgemische löslich war, wie ja z. B. auch der schwefelsaure Baryt. Hiermit dürfte aber die Wolframitbildung ihr Befremdendes einigermaßen verloren haben: die Eisen- und Mangansalze der Laugen wurden reduziert, und da gerade auch Wolframsäuresalze in Lösung vorhanden waren, setzten sich die entstandenen Oxydulsalze mit letzteren um und bildeten so Wolframit, statt wie in anderen Fällen, durch Umsetzung mit kohlensauren Salzen ausschließlich Spateisenstein zu bilden. Letzterer ist übrigens auch auf den wolframitführenden Gängen des Ostharzes trotzdem das bei weitem vorwiegende Reduktionsprodukt. — Fehlt nun hier aber das Molybdän, so dürfte das wahrscheinlich nicht daran liegen, daß in den Laugen keins vorhanden war, sondern vielmehr daran, daß es bei jenen Reduktionsprozessen keine hinreichend unlöslichen, speziell auch in Salzlaugen unlöslichen Verbindungen einging. Es blieb infolgedessen in Lösung, bis unter gleichzeitiger Verdünnung der Laugen jene große Generalreduktion und Metallausfällung eintrat, unter welcher der Kupferschiefer ins Dasein kam. Daher finden wir das Molybdän unter den Kupferschiefermetallen am Ostharze, während sein Gefährte, das Wolfram, schon vorher in den Neudorf-Straßberger Gangzügen zur Ruhe kam.

Eine andere Eigentümlichkeit des Ostharzes ist sein Reichtum an Flußspat. Auch dieser ist für granitothermale Gangfüllungstheorien in Anspruch genommen worden; aber auch hier liegen die Verhältnisse nicht so einfach, daß ein bedingungsloser Anschluß an jene Ansicht geraten erscheinen könnte. — Als feststehende Tatsache kann es gelten, daß der Granit des Harzes

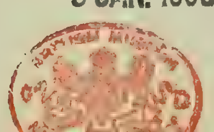
allerdings der Flußspatbildung förderlich war. Hierfür spricht das Vorkommen des Flußspates im Granite selber, z. B. im Ilsenstein- und Okertalgranite. Indessen bei dem ostharzer Flußspate dürften die genetischen Verhältnisse trotzdem anders liegen: so weit meine eigenen Beobachtungen und die spärlichen Nachrichten erkennen lassen, kommen sogar in den Flußspat führenden Gängen des Ramberg-Kontakthofes selber die speziell granitogenen Silikate nicht vor. Da nun aber letztere Mineralien außerhalb jener Quarz-, Flußspat-, Kupferkies-Gänge keineswegs fehlen, sogar z. T. ebenfalls gangfüllend auftreten, so folgt hieraus, daß diese Flußspatgänge mit dem Plutonismus des Granites — wenn ich mich so ausdrücken darf — nichts zu tun haben, trotz ihrer Lage mitunter tief im Innern der Kontaktregionen, daß sie vielmehr ganz anderen Chemismen ihr Dasein verdanken müssen, als den Vesuvian, Axinit, Strahlstein u. s. w. erzeugenden granitischen Säften oder den Silikate bildenden Thermen; nämlich genau jenen Chemismen, die auch in den anderen, meilenweit von allem Granite abliegenden Flußspatgängen fungirten und im wesentlichen die gleiche Mineraliengesellschaft entstehen ließen, wie sie im Selkegebiete und bei Treseburg neben dem Granite die betreffenden Gänge füllt. Der Granit kann dennoch das Rohmaterial für die Flußspatgänge seiner Nachbarschaft geliefert haben, wenn auch nicht in Thermen oder gar durch Lateralsekretion aus jenem, der heute dort ansteht — denn der ist nicht zersetzt, wenn er nicht verwittert ist, und sein Turmalin zumal ist in der Regel besonders frisch —, sondern es kann da wohl nur der Granit höherer, inzwischen längst abgetragener Niveaus in Frage kommen, der unter hydrochemischen Bedingungen zersetzt wurde, die der Entstehung, dem Transporte und der Kristallisation des Flußspates etc. günstiger waren, als Regenwasser sie zu bieten vermöchte; also halurgometamorph zersetzt wurde. Und der Granit versah die Laugen hierbei passiv mit seinem Fluor-Materiale, welches als Flußspat schwer löslich, natürlich möglichst in seiner Nähe blieb und nun allerdings den Eindruck macht, als sei es das Produkt einer aktiv-plutonischen Betätigung dieses Massengesteines. — Analogen Erscheinungen werden wir übrigens noch weiter unten begegnen, wo von den Ganganreicherungen durch die Diabaslager die Rede sein wird.

Mag nun auch der Granit bei der Anlieferung des ostharzer Flußspates beteiligt gewesen sein, so hat er doch gewiß nicht allen hergegeben. Die altberühmten Stolberger Vorkommnisse z. B. dürften ihre Existenz kaum dem Granite zu verdanken haben. Einmal sind sie von der südlichen, der nächsten Granitgrenze 15, bezw. 17 km in gerader Linie entfernt; dann

aber — und das fällt vielleicht noch mehr ins Gewicht — sind sie vom Granite durch eine beträchtliche Anzahl den Zwischenraum quer durchsetzender Gangspaltensysteme getrennt, unter diesen der bedeutende, weit hinstreichende Neudorf-Straßberger Gangzug und das Gangsystem des Auerbergporphyrs. Die Wahrscheinlichkeit, daß eine Mineralsolution quer durch einen derartig komplizierten Verhau von Hohlräumen und Schutzwänden hindurch über zwei Meilen weit gewandert sein könnte, ist wohl gleich Null an sich schon. Weiter ist nun zu beachten, daß der Stolberger Flußspat, wie schon früher erwähnt, mit den halurgometamorphischen Erscheinungen der dortigen Gegend eng verbunden ist. Auf dem Flußschachte wie auf der Zeche Luise füllt er zwar besondere Gangräume, wenn auch unmittelbar neben den halurgometamorphen Erzeugnissen; auf dem Gange im Silberbache dagegen füllt er mangels anderer Unterkunftsgelegenheit die zwischen den Kristallisationen der Schwerspattafeln bis dahin leer gebliebenen Hohlräume. Hier ist also offenbar der Flußspat jünger als der Schwerspat. Da letzterer aber der interpermischen Halurgometamorphose entstammt, also postrotliegend, präzechsteinisch ist, der Flußspat jedoch im harzer Zechsteingebirge keinerlei Rolle mehr spielt, daher ebenfalls präzechsteinisch sein dürfte, so folgt hieraus, daß auch der Flußspat zu den Salzlaugengebilden zu zählen ist, obwohl er eine etwas jüngere Generation derselben darstellt, als der Schwerspat; und, wie seine Paragenesis mit Spateisenstein und Kupferkies erkennen läßt, müssen die mehrerwähnten Oxydationswirkungen der Laugen, wenigstens in den damaligen großen Gangtiefen, welche die heutigen Aufschlüsse repräsentieren, zu Ende gewesen sein. Freilich wiederum nicht ganz ohne Ausnahme: in einem Stolln, welcher in den siebziger Jahren in die südliche Wand des hinter den Gebäuden des Flußschachtes hinaufziehenden Seitentälchens der Großen Krummschlacht getrieben wurde, kamen zollgroße, fast wasserhelle Flußspatwürfel vor, deren oberste Schicht oder eine dicht unter ihrer Oberfläche liegende Zone durch Eisenoxyd trüb rot gefärbt war. Also ein Analogon des oben erwähnten Gangquarzes des umgewandelten Spiriferensandsteines von Goslar, welches beweist, daß auch der Flußspat lokal und zeitweilig aus hochkonzentrierten, Eisenoxyd statt kohlensaures Eisenoxydul abscheidenden Laugen kristallisierte — falls nicht etwa eine zufällige Einmengung des durch Erschütterung aufgerührten roten Materials der halurgometamorphen Umgebung vorliegt: bei einem so außergewöhnlichen und dort gänzlich vereinzelten Vorkommnisse, wie jenen geröteten Flußspatwürfeln, wird man immerhin gut tun, wenn man auch

seinerseits das Außergewöhnlichste nebenher im Auge behält.

Fragen wir nunmehr nach der Urheimat des Stolberger Flußspates, so sehen wir uns zwei Möglichkeiten gegenüber. Da der Auerbergporphyr im Mittel nur 3,75 km von den Flußspatgängen entfernt ist und viel Turmalin enthält, so könnte man ihn mit gewiß nicht geringerer Berechtigung als die harzer Granite als Flußspatabgeber in Anspruch nehmen, zumal er, wie erwähnt, deutliche Spuren der interpermischen Laugentätigkeit trägt. Indessen wäre auch hier nicht außer Acht zu lassen, daß der Turmalin jenes Porphyrs, der heute den Auerberg bildet, nicht in Betracht kommen könnte, denn trotz seiner mikroskopischen Dimensionen liegt er vollkommen frisch in dem tonig mürben Gesteine. Man hätte also mit anderem Auerbergporphyr zu rechnen, mit einer inzwischen abgetragenen Decke vielleicht, aber mit einer ganz gewaltigen, wie sie eben zur Abgabe des bei Stolberg deponierten Flußspatreichtums erforderlich gewesen wäre. Das wäre die eine Möglichkeit. — Die andere und allerdings etwas greifbarere ist die, daß der Flußspat ebenso wie der Schwerspat und die weit überwiegende Hauptmasse alles harzer Eisens, Kupfers, Bleies, Zinks etc. von draußen gekommen ist. Diese Annahme hat schon aus dem Grunde die höhere Wahrscheinlichkeit auf ihrer Seite, weil sie uns in den Geröll- und Detrituslagern des Rotliegenden und Oberkarbon ein auch für die Bildung des harzer Flußspates völlig hinreichendes Rohmaterial zur Verfügung stellt, dann aber zugleich einen sehr interessanten Einblick in den inneren Zusammenhang der ostharzer Besonderheiten gestattet: Die Ostseite des Harzes ist die nach Sachsen zu gelegene Seite, und jene hier vorkommenden Mineralien haben sämtlich etwas an sich, was unverkennbar an die mineralogischen und z. T. auch an geologische Verhältnisse Sachsens erinnert. Zunächst der Flußspat. Er ist ein echter Eingeborener Sachsens, der dort in gerade so großer Verbreitung auftritt, wie es der Reichtum der dortigen kristallinischen Gesteine an Fluorverbindungen voraussehen läßt. Sehr bemerkenswert ist es aber vor allem, daß er auf jener Seite des sächsischen Hauptgebirges, welche dem Harze gegenüberliegt, mit Adular und wasserfreiem Eisenoxyd bis in das sedimentäre Oberkarbon hinaustritt, also dort wahrscheinlich genau das gleiche Alter und wesentlich dieselbe Entstehungsweise hat, wie am Harze, d. h. er ist dort wohl ebenfalls aus den interpermischen Salzlaugen kristallisiert. — Dann der Albit. Dieses charakteristische Mineral des halurgometamorphen Südostharzes findet sich meines Wissens zwar nicht in völliger Identität in Sachsen wieder, doch kann wohl der mit dem soeben angeführten, im Oberkarbon auf-



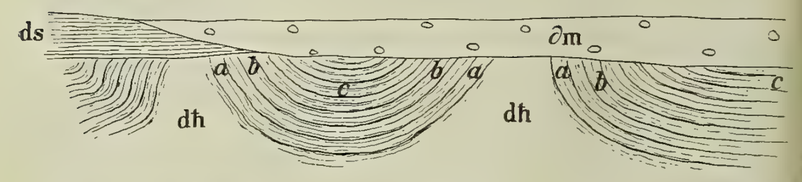
Herr **Gagel** sprach über **„die stratigraphische Stellung des Glindower Tons“**, (hierzu 2 Textfig.), und stellte unter Vorlage zahlreicher Photographien fest, daß die im Hangenden des Glindower Tons am Talrande des Glindower- und Plessower Seenzuges auftretenden, auf der geologischen Karte und in der Arbeit von Laufer[1]) als „Unterer“ Geschiebemergel gedeutete Grundmoräne sicher nicht Unterer Geschiebemergel, sondern identisch ist mit dem auf großen Strecken des Plateaus oberflächenbildend auftretenden Oberen Geschiebemergel. Der angebliche „Untere“ Geschiebemergel zieht sich nirgends, wie Laufer angibt, in das Plateau unter die „Unteren“ Sande hinein, sondern geht überall auf das Plateau hinauf. Die von Laufer als Beweise für das unterdiluviale Alter des den Glindower Ton überlagernden Geschiebemergels angeführten Argumente beweisen entweder überhaupt nichts wie 1) die blaugraue Farbe, 2) die Führung von *Paludina diluviana*, 3) die Überlagerung mit geschichteten Sanden (die eben zweifellos obere sind, da sie nirgends mehr von einer anderen Moräne oder deren Überresten überlagert werden) oder sie beruhen auf sehr gezwungener Deutung mangelhaft beobachteter Verhältnisse wie der letzte Beweis, daß in der Löckenitzziegelei der „Untere“ Geschiebemergel von geschichteten Sanden und „Resten“ des Oberen Geschiebemergels überlagert sein soll; dort ist sicher nur eine einheitliche, höchstens $2^1/_2$ m mächtige Grundmoräne vorhanden, die z. T. durch schwache, schnell auskeilende Sandschichten stellenweise etwas geschichtet ist. Die am Rande des Plateaus heraustretenden Unteren Sande sind keine trennende Schicht zwischen zwei verschiedenen Geschiebemergeln, sondern eine randliche Durchragung durch den Oberen Geschiebemergel, der sich über den Rand des bei seiner Ablagerung schon vorhandenen Talzuges bis auf den Grund desselben heruntergezogen hat und am Grunde dieser Senke natürlich erheblich mächtiger abgelagert ist als auf dem Plateau.

Ferner zeigte sich bei neuerlichen Untersuchungen sämtlicher in Frage kommenden Aufschlüsse, daß zwischen dem normalen, kalkhaltigen Oberen Geschiebemergel und den kalkhaltigen, gefalteten Glindower Tonen kalkfreie und sehr kalkarme, z. T. stark eisenschüssig verwitterte Sande liegen, die stellenweise[2]) diatomeenhaltige (*Odontidium* sp., *Asterianella* sp. etc.) Humus-

[1]) Die Lagerungsverhältnisse des Diluvialthonmergels von Werder und Lehnin. Jahrb. Kgl. Preuß. geol L.-A. u. Bergakademie f. 1881 S. 501, t. XIII, XIV, XV.

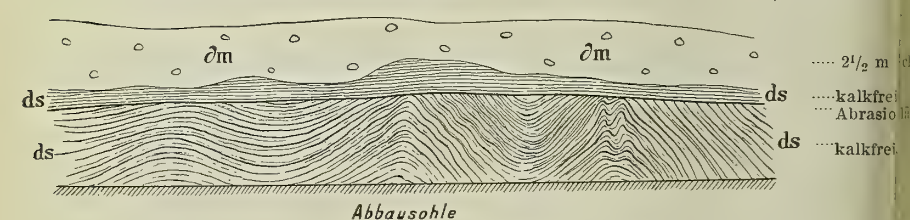
[2]) Außer einigen durch umgelagerte Braunkohle gefärbten Schichten.

streifen führen[1]), und die entweder schon kalkfrei abgelagert oder vor der Aufrichtung des Ton- und Sandsystems entkalkt sein müssen, wie aus folgenden, mehrfach beobachteten Verhältnissen hervorgeht.



a) kalkhaltige,
b) kalkarme,
c) kalkfreie Sande } z. T. mit eisenschüssig verwitterten Schichten.

Diese aufgerichteten Sande führen z. T. massenhaft *Paludina diluviana*, aber anscheinend stets auf sekundärer Lagerstätte. Dieses aufgerichtete, intensivst gefaltete und z. T. stark verwitterte System von Ton- und Sandbänken ist durch eine horizontale Abrasionsebene abgeschnitten und stellenweise, nicht überall, von ganz horizontal geschichteten, ungestörten, kalkfreien Sanden überlagert.



darunter die Sättel des Tones.

Z. T. auf diese ungestörten, kalkfreien Sande, z. T. auf die horizontale Abrasionsfläche, z. T. in die Mulden des gefalteten Systems von Tonen und Sanden legt sich die Obere Grundmoräne in einer Mächtigkeit von $^1/_2$—$3^1/_2$ m, die in ihren schwächeren Partien ganz entkalkt, in den mächtigeren Partien dagegen normal kalkhaltig (mit dünner Verwitterungsrinde) ausgebildet ist. Da, wie das bekannte Fercher Bohrloch beweist, der Glindower Ton noch von einem in 3 Bänke aufgelösten Unteren Geschiebemergel sowie darunter von einem mächtigen System von diluvialen Sanden und Granden unterlagert wird, so

---

[1]) Vergl. die Notiz von Koert „Über diluviale Süßwasserschichten bei Werder", Diese Zeitschr. 1899 S. 60, der in stark gestörten Sanden und Tonen desselben Alters bei Werder Diatomeen, Valvaten, Pisidien u. s. w. fand.

ist seine Entstehung an den Schluß der Hauptvereisung zu setzen. Die ihn überlagernden Sande sind entweder schon kalkfrei abgelagert oder nach ihrer Ablagerung entkalkt und stark verwittert und da sie auch z. T. organogene Bildungen führen, dürften sie als Beweise einer Interglacialzeit anzusehen sein. Ob die, die Abrasionsfläche des aufgerichteten und gefalteten Systems stellenweise überlagernden, kalkfreien Sande noch als Absätze eines interglacialen Gewässers oder schon als fluvioglaciale Bildungen des herannahenden letzten Inlandeises anzusehen sind, ist nicht ganz sicher; jedenfalls sind sie schon kalkfrei abgelagert, bevor die kalkhaltige Grundmoräne sie überlagerte, und sind von dieser nicht gestört worden, und bisher sind glaciale kalkfreie Sande kaum bekannt geworden.

Es scheint mithin, daß mindestens zu einem Teil die Aufrichtung und Faltung der Tone schon zur Interglacialzeit erfolgt ist, während ein anderer Teil der Falten anscheinend in ursächlichem Zusammenhang mit der Ablagerung der Oberen Grundmoräne steht.

Da z. B. schon die tiefsten Schichten des Tones, sicher aber überall die liegenden Sande desselben ganz ungestört sind, so kann die Ursache der Faltung keine tektonische sein, sondern ist wahrscheinlich mit der Talbildung der Seenrinne des Glindower, Plessower und Schwielow Sees in Verbindung zu bringen, die bei Ablagerung des Oberen Geschiebemergels ebenfalls schon vorhanden war.

An der Diskussion beteiligte sich Herr Keilhack.

Herr **M. Blanckenhorn** sprach **über die Geologie der näheren Umgebung von Jerusalem.**

Über die Geologie von Palästina ist hier in den Sitzungen der Gesellschaft wohl noch nie vorgetragen worden. Seit Dr. F. Nötlings Reisen im nördlichen Palästina im Jahre 1885 bin ich überhaupt meines Wissens der einzige Geologe, der im Lande selbst geologische Studien vorgenommen hat.

Als ich 1894 zum erstenmale Palästina bereiste, hatte ich in geologischer Hinsicht besonders zweierlei ins Auge gefaßt: Ich wollte durch Reisen mit Karawane eine Übersicht gewinnen über den allgemeinen geologischen Aufbau von Südpalästina, d. h. Judäas und des Toten Meergebiets, und zweitens an einer möglichst geeigneten Stelle, nämlich bei Jerusalem eine genaue Spezialkarte aufnehmen. Über die Geologie des Toten Meeres und von Judäa habe ich mich schon wiederholt, wenn auch nicht in dieser Gesellschaft, geäußert.[1]) Die Ergebnisse meiner Spezial-

[1]) Vergl. auch Blanckenhorn: Abriß der Geologie Syriens. Altneuland, Monatsschrift f. d. wirtschaftliche Erschließung Palästinas. Berlin 1904 No. 10 S. 289—301.

aufnahme der Umgegend Jerusalems werden jetzt erst, nachdem ich inzwischen noch einmal Palästina besucht habe, veröffentlicht und zwar in der Zeitschrift des Deutschen Palästina-Vereins, der meine erste Reise veranlaßt hat. Hier sei es mir nur gestattet, das Wichtigste davon im Auszuge mitzuteilen.

Die vorgelegte geologische „Karte der näheren Umgegend von Jerusalem“ im Maßstab 1 : 10000 hat die topographische Karte des verstorbenen Baurat Schick, welche auch in zahlreichen Höhenkurven das Relief hervorhebt und alle Straßen und neuen Gebäude der Stadt aufweist, zur Grundlage. Es sind darauf 7 Farben zu unterscheiden, 4 beziehen sich auf die obere Kreideformation, 2 auf quartäre Bildungen, endlich weiß bezeichnet die Verbreitung des rezenten Bauschuttes der Stadt. Die Verbreitung der Farben läßt schon erkennen, daß die Schichtstufen im allgemeinen von S nach N streichen und nur gerade in der Breite der Stadt einen Bogen nach O beschreiben, gerade entgegengesetzt dem Verlauf der Hauptwasserscheide zwischen Mittelmeer und Totem Meer, die bei Jerusalem in einem nach O offenen Halbkreise verläuft. Das Einfallen aller Schichten ist nach O bis SO gerichtet.

Die Gegend von Jerusalem gewährt in stratigraphischer Beziehung als vortreffliches Beispiel einen Einblick in die Beschaffenheit des westjordanischen Gebirgslandes. Sehen wir von der völlig anders beschaffenen Küstenzone am Mittelmeer und dem Jordantale ab, so finden wir bei Jerusalem die wichtigsten Formationsstufen vertreten, welche sich wesentlich am Aufbau des Westjordanlandes beteiligen. Nur das eocäne Nummulitengebirge und die teils cretaceischen teils tertiären basaltischen Eruptivgesteine und Tuffe fehlen in der näheren Umgegend von Jerusalem, aber diese haben auch im westlichen Palästina überhaupt nur lokale Bedeutung.

Die der oberen Kreide angehörigen, durchweg oder vorwiegend kalkigen Ablagerungen bei Jerusalem umfassen den Zeitraum vom Cenoman bis zum mittleren Senon oder Campanien. Petrographisch kann man hier sofort unterscheiden zwischen den weichen Kreidegesteinen des Senon und den Kalken des ganzen tieferen Komplexes, den wir unter dem Namen Cenoman-Turon zusammenfassen. Innerhalb dieses letzten finden wir gegen die Mitte eine wenigstens bei Jerusalem leicht verfolgbare, 8—10 m mächtige, einheitliche Felsbank, den sogen. Meleke, d. i. den „Königlichen“, einen weißen, weichen, körnigen Marmor, in den die meisten der bedeutenden natürlichen Grabkammern ringsum eingehauen sind. Im Gegensatz zu ihm wird das übrige härtere Kalkgestein als Mizzi (= vortrefflich, hart) bezeichnet. So

können wir leicht eine tiefere Mizzi-Abteilung unterhalb des Meleke und eine höhere oberhalb desselben unterscheiden.

Der untere Mizzi im W der Stadt, die älteste Schichtengruppe der Gegend, fällt durchaus dem Cenoman zu. Er ist hier arm an Fossilien, unter denen zwei wichtige Ammonitenarten am meisten auffallen, nämlich der häufigere *Acanthoceras palaestinense* n. sp. und der bisher nur in einem Exemplar ganz sicher bekannte *Ac. rhotomagense.* Der erstgenannte wurde von mir 1890 als *A. harpax* Stol., eine vorderindische Art, aufgeführt. Doch unterscheidet er sich sowohl von dieser als von dem neuerdings aus Teilen von *A. harpax* von Koßmat neugeschaffenen *A. Newboldi* durch geringere Rippenzahl und andere Eigentümlichkeiten. Die Palästinensische Form, welche ich auch außerhalb des Gebietes der Jerusalemer Karte an vielen Plätzen Palästinas ('Ain Kārim Kolōnije, Dēr Jāsīn, Bēt Safāfā, 'Ain Dschidi und es-Salt im Ostjordanland) wiederfand, nimmt eine Mittelstellung zwischen dem europäischen *A. rhotomagense* und dessen indischen Verwandten ein. Die Stufe des Unteren Mizzi liefert drei Bausteinarten für Jerusalem, den Mizzi ahmar oder roten bezw. rotgefleckten Fleckenmarmor, den Dēr Jāsīni, einen ebenflächigen gebänderten Plattenkalk mit spärlichen Fischresten, der manchmal sehr an den berühmten, gleichfalls cenomanen Fischschiefer von Hākel im Libanon erinnert, und den Mizzi Jehūdi. einen schweren harten, vielfach geaderten Kalkstein, den heute gewöhnlichsten Baustein für Mauerbauten. Auch richtige Dolomitbänke kommen in der Unteren Mizziabteilung vor. Diese verschiedenen Gesteinsarten wechseln in unregelmäßiger Weise miteinander ab.

Der Meleke, ca. 10 m mächtig, tritt in einem Streifen von durchschnittlich 300 m Breite auf, der sich mitten durch die Stadt Jerusalem zieht, von der er ehemals den Untergrund der westlichen Hälfte bildete. Heutzutage freilich ist er hier teils durch den ungeheuer mächtigen Bauschutt dem Blick entzogen, teils auch (im nordöstlichen Stadtviertel) in ausgedehnten unterirdischen Steinbrüchen (zur Gewinnung der Quadern der alten Stadtmauern und Tempelbauten) abgebaut. Es ist ein Rudistenmarmor, oft erfüllt von Trümmern eines *Sphaerulites* (früher *Hippurites*) *syriacus* Conr. sp., seltener mit Seeigelresten der Gattungen *Holectypus* und *Codiopsis*, die für Zugehörigkeit zum Cenoman sprechen. Von Bivalven erwähne ich nur die wichtige austernähnliche Pinnide: *Chondrodonta Joannae* Choff., ein Leitfossil der Rudisten- und Caprinenbänke Portugals und des ganzen Adriagebietes, welche von den meisten Forschern ins Unterturon gestellt werden.

Der Meleke leitet die Zone der Rudistenkalke im oberen Cenoman-Turon in der Umgegend von Jerusalem ein. Man könnte versucht sein, die letzteren ganz dem Turon zuzurechnen, wenn nicht die erwähnten Seeigel wieder mehr für Cenoman sprächen und Rudistenkalkbänke an anderen Stellen Syriens auch tatsächlich mitten in zweifellosem Cenoman aufträten, während wieder an anderen Stellen, z. B. im Ostjordanland, Rudistenkalke ganz fehlen und das Cenoman mit seiner charakteristischen Fossilführung an Exogyren und Seeigeln beinahe unmittelbar ans Senon anstößt. Das Turon erscheint eben in Syrien mehr als eine wenn auch vorherrschende Facies des oberen Cenoman, in welchem einzelne turone Typen neben noch beständigen cenomanen auftreten. Freilich werden diese stratigraphischen Grenzfragen sich erst in einer größeren umfassenden Monographie der geologischen und paläontologischen Verhältnisse ganz Palästinas mit zahlreichen zu vergleichenden Profilen entgültig beantworten lassen, wie ich eine solche für später vorhabe. Der Meleke nimmt in jedem Falle eine Übergangslage ein zwischen sicherem Cenoman und dem bei Jerusalem entwickelten Turon, d. h. dem Oberen Mizzi.

Der Obere Mizzi oder Mizzi helu (d. h. süß, weich), ein durchweg weißer, etwas marmorartiger Kalkstein, trägt die östlichen Teile der Stadt, besonders den Tempelberg, den Hārām. Er ist von allen Stufen am besten in zahlreichen Profilen aufgeschlossen. Er besteht aus einem 20—30 m mächtigen Wechsel von: Nerineenkalken mit *Nerinea Requieniana* d'Orb., Rudistenkalk mit *Sphaerulites syriacus*, Plattenkalk, Kugelkalk und Kugelmergel mit erbsengroßen Kalkknöllchen, Kalk mit viel Hornstein- und Feuersteinlinsen voller Abdrücke von *Nerinea dschozensis* n. sp. (= *N. abbreviata* Fraas non Conr.), *Trochactaeon Salomonis* Fraas (charakteristisch auch für das zweifellose Turon Ägyptens). Der von O. Fraas früher aus dem Wadi Dschōz beschriebene *Nummulites cretaceus* Fraas, der s. Z. so viel Aufsehen erregte und mit Unrecht immer noch in manchen Schriften als solcher erwähnt wird, ist nach Gümbels Nachprüfung kein Nummulit, sondern eine *Alveolina*, die er *A.. Fraasi* Gümb. nannte. Im O des meridional gerichteten Kidrontales findet man in der oberen Region auch kieselige Rudistenkalke mit verkieselt herauswitternden Hippuriten, sowie an Stelle der Feuersteinkalke mit Gastropoden einen harten Kieselkalk mit verkieselten kleinen Austern und Seeigeln (*Echinobrissus* n. sp. und *Cyphosoma* n. sp.).

Im Senon der Jerusalemer Gegend wie auch des übrigen Palästina lassen sich bei genauerer Prüfung zwei faunistisch verschiedene Hauptabteilungen scheiden, nämlich das Santonien

oder Untersenon, unserem Emscher entsprechend, und das Campanien oder Mittelsenon. Die noch in Ägypten wohl entwickelte dritte oberste Senonabteilung des Danien fehlt nach den bisherigen Beobachtungen in Palästina. Die größte Masse des palästinensischen Senon fällt dem Campanien zu, nur die Basis des Senon, d. h. die untersten 4—10 m sind als Santonien aufzufassen.

Gerade bei Jerusalem ist das Santonien wie kein anderer Horizont faunistisch wohl charakterisiert, nämlich durch seine reiche Ammonitenführung. Über den obersten harten Mizzibänken, die bei ihrer Widerstandsfähigkeit gesimsartig an den Abhängen der Berge vorspringen, gelangen wir in einen relativ milden Kalkstein, die unteren Kakuhlelagen, die namentlich als Grabsteine vielfach gebrochen werden, weil sie sich besonders gut zum Zuschneiden mit Säge und Messer und zum Eingravieren von Inschriften eignen. Beim Anschlagen und Fallen klingen die Bruchstücke wie Phonolith. Diese im ganzen ungeschichtete (untere) Kakuhlemasse liefert auf und hinter dem Ölberge Abdrücke von Ammoniten, unter denen sich besonders mehrere Schloenbachien des Subgenus *Mortoniceras* aus der Verwandtschaft des *Ammonites texanus* Röm., *quinquenodosus* Redt. und *serratomarginatus* Redt. durch Häufigkeit auszeichnen. Ich habe diese Formen unter den drei Namen *Mortoniceras oliveti* n. sp. *M. Sandreczkii* n. sp. und *M. safedensis* Conr. (bei Safed in Galiläa in der gleichen Kakuhleschicht) unterschieden. Diesen für das Niveau maßgebenden Formen reiht sich noch *Schloenbachia (?Mortoniceras) Dieneri* n. sp. mit nur zwei starken Knoten auf den Rippen an. Außerdem trifft man mehr vereinzelt: *Schloenbachia (Peroniceras)* cf. *tricarinata* d'Orb., dann auch Acanthocerasformen, Nachkommen des obigen cenomanen A. palästinense, die ich vorläufig als *Ac.* sp. cf. *harpax* Stol. und *Ac.* n. sp. *aff. Newboldi* Kossm. var. *spinosa* Kossm. bezeichne, ferner *Ammonites Goliath* Fraas, *Placenticeras* sp. *aff. memoria Schloenbachi* Laub. et Brud.

Es sei hier gleich bemerkt, daß im Ostjordanland das Santonien sich ebenfalls nachweisen läßt, aber in anderer Facies, ähnlich der in Algerien, d. h. mit Hemitissotien. *Ostrea Boucheroni* und *semiplana, Plicatula Reynesi* und *Flattersi* etc.

Im eigentlichen Santonien von Jerusalem fehlen noch die Baculiten ganz, und die Bivalven und Gastropoden sind spärlich vertreten. Das ändert sich alsbald in den unmittelbar folgenden Lagen des oberen Kakuhle, mit dem ich das Campanien beginnen lasse. Es ist ein blendendweißer, ganz weicher Kreidekalk, der eine äußerst reiche Fauna beherbergt: Arten der Gattungen *Pecten,*

Ostrea (biauriculata Lam.), *Gryphaea (vesicularis* Goldf.), *Arca, Macrodon (parallela* Conr. sp.), *Nucula, Leda* (besonders *L. perdita* Conr., die gemeinste Senonform Palästinas), *Lucina (hammeensis* Nötl.), *Crassatella* (*Rothi* Fraas), *Astarte (undulosa* Conr.), *Cardium, Protocardia (moabitica* Lart.), *Cytherea, Roudairia (Drui* Mun. Chalm.), *Tellina, Dentalium cretaceum* Conr. und *octocostatum* Fraas, *Turritella Reyi* Lart., *Natica* sp., *Cerithium* sp., *Aporrhais div.* sp., *Voluta Elleri* Conr., *Baculites syriacus* Conr. und *Larteti* n. sp., *Schloenbachia* n. sp. *aff. varians*, Fischzähne und Knochen.

Mit diesen jüngeren Kakuhleschichten schließt eigentlich bei Jerusalem nahe der Hauptwasserscheide das zusammenhängende System anstehender Kreideschichten ab, und man findet darüber gewöhnlich höchstens noch eine Breccie aus Feuersteintrümmern als einzige Reste noch jüngerer Kreideschichten, die ehemals noch als Decke folgten. Erst wenn man sich etwas von Jerusalem auf der Wetterschattenseite des Gebirges nach O oder SO begibt, kann man beobachten, daß über dem Kakuhle noch ein bunter Wechsel von Kreidemergel, Stinkkalken, die in Asphaltkalk oder auch in Phosphatkalk übergehen können, Gips, Gipskalken, bunten Mergeln und vor allem Feuersteinschichten (in zwei verschiedenen Horizonten) auflagert. Alle diese Gebilde fielen aber ebenso wie das lokal in Galiläa, Samaria und SW-Judäa noch vorhandene Eocän während der seit dem Eocän herrschenden Kontinentalperiode der Denudation zum Opfer, speziell nahe dem Hauptkamme des Gebirges, und nur Feuersteine als die widerstandsfähigsten Gebilde blieben teilweise übrig, aber auch nur in Trümmern, da den ehemals durchgehenden Schichten in der Folge ja ihre weichere Unterlage entführt war und sie zusammenstürzten. Die Feuersteine führen auf ihrer Oberfläche vereinzelt auch Versteinerungen, insbesondere mehrere *Nucula*- und *Lucina*-Arten, *Axinus*, *Protocardia*, Turritellen, Scalarien etc., Baculiten, *Desmoceras* sp., sowie auch Foraminiferen. Das Vorkommen von *Nummulites variolaria* im Feuerstein des Ölberges, welches Fraas erwähnt und worauf er die Ansicht gründet, daß ein Teil dieser Feuersteine dem Eocän zufalle, ist seitdem nicht wieder bestätigt worden und erscheint mir zweifelhaft.

Die in ihrem jetzigen Zustand erst in postcretaceischer Zeit gebildete Feuersteinbreccie leitet uns über zu einem anderen in Palästina herrschenden jungen Gestein, der kalkigen Oberflächenkruste, die ich im Einklang mit den Bewohnern Jerusalems als Nāri bezeichne. Dieses ebenfalls breccienartige Gebilde überzieht in einer Stärke von $^1/_2$—2 m gleichmäßig die Oberfläche der Gehänge unabhängig von der Schichtung der unterliegenden Ge-

steine. Es besteht im wesentlichen aus Kalk mit eingeschlossenen scharfkantigen Trümmern der Oberflächengesteine, insbesondere Feuerstein, und ist durchzogen von harten Adern aus Kalkspat. Die kalkige Grundmasse ist hervorgegangen aus dem Kalk der cretaceischen Unterlage, der sich teils aus der Bodenfeuchtigkeit abschied, die bei der intensiven Verdunstung kapillar an die Oberfläche aufstieg, teils aus den Regenwässern, die den Boden aufweichten und als Schlamm kurze Strecken weit mitführten. Die Beschaffenheit des Nāri ist natürlich in gewissem Grade abhängig von der Unterlage. Über dem blendendweißen, fast eisenfreien Kakuhle bleibt auch der Nāri weiß; sonst ist für ihn im allgemeinen ein schwach fleischroter oder schmutzig hellroter bis bräunlicher Ton charakteristisch, hervorgerufen durch die Beimengungen von Eisenoxyd. Eigentümlich ist ferner die unebene, wellig höckerige Oberfläche des Nāri mit ihren rundlichen Aufwölbungen, über denen der Tritt und Hammerschlag hohl klingt.

In ihrer Verbreitung ist die Kalkkruste des Nāri an zwei Bedingungen gebunden, zunächst an ein gewisses Klima mit seltenen, aber relativ heftigen Niederschlägen und intensiver Verdunstung. So beschränkt sich diese Bildung nur auf eine subtropische Klimazone, nämlich die Atlasländer Marokko, Nordalgerien, Tunis, dann die ägyptische Küstenlandschaft Mariut, Palästina und Syrien. Die zweite Bedingung ist ein einigermaßen leicht zerfallendes und verwitterndes Oberflächengestein, wozu in Palästina die harten Kalke des Cenoman-Turon meistens nicht gehören. Auf letzteren ist daher die Nārikruste entweder nur schwach oder auch garnicht ausgebildet, um so stärker aber auf dem weichen Kakūle des Senon wie auch auf bröckligen mergeligen Lagen des Cenoman.

Von Petrefakten enthält der Nāri nichts als höchstens Bruchstücke von senonen Fossilien auf sekundärer Lägerstätte oder Reste von Landschnecken, wie sie heute noch vorkommen.

Der Nāri wird zu zwei ganz verschiedenen Zwecken gewonnen, nämlich erstens zu Feuerungsanlagen, Herden, Backöfen, Schornsteinen, zweitens zu inneren Gewölbebauten, wobei die zugeschlagenen Steinplatten senkrecht nebeneinander aufgerichtet werden. Von der ersten Verwendungsart trägt er auch seinen Namen. Nāri bedeutet nämlich einen Stein, der am Feuer (= nār) erhärtet bezw. festbleibt, also der „Feuerfeste“. Die zweite Verwendungsart als Gewölbestein teilt der Nāri mit dem oben erwähnten Plattenkalk des Oberen Mizzi, der aber sonst nichts mit dem Nāri zu tun hat und z. B. im Gegensatz zu letzterem in der Hitze springt.

Eine Folge dieser gleichen Verwendung zweier völlig ver-

schiedener Gesteine ist die zuweilen im Volke vorkommende irrige Übertragung des Namens Nāri auch auf den Plattenkalk der oberen Mizzistufe. Darauf ist der Irrtum von O. FRAAS[1] zurückzuführen, der dem Plattenkalk den Namen Nāri zulegt, ein Irrtum, der von da aus auch in neuere Bücher übergegangen ist.

Gehen wir endlich von den natürlichen Felsbildungen noch zu den Gebilden aus Menschenhand an der Erdoberfläche über, so erscheinen da außer dem Bauschutt der Stadt Jerusalem, dessen weite horizontale Verbreitung die vorgelegte Karte, und dessen ungewöhnliche lokale Mächtigkeit drei Querprofile andeuten, nur noch die Artefakte der Steinzeit einer Erwähnung wert. Schon das besprochene häufige Vorkommen von natürlichen Feuersteintrümmern an der Oberfläche Palästinas, insbesondere auch Jerusalems legt den Gedanken nahe, daß auch der prähistorische Mensch auf diesem günstigen Boden gelebt, Werkzeuge hergestellt und hinterlassen hat. Tatsächlich findet der Kenner derartige Artefakte im ganzen Lande zerstreut, teils auf der Oberfläche der Plateaus oder einzelner anstehender Feuersteinlager, teils in tieferen Lagen der Ruinen oder Grotten. Auch bei Jerusalem hat der französische Assumptionistenpater GERMER-DURAND und nach ihm ich selbst Artefakte verschiedenster Art zusammengesucht. Als Fundorte kam die Ebene Rephaim im S der Stadt südlich vom Klarissinnenkloster und der Ursprung des Kidrontales am Scopus in Betracht. Diese sämtlichen Artefakte weisen mit einiger Bestimmtheit auf paläolithisches Alter hin. Die häufigeren Typen sind rohbehauene, mandelförmige Coup-de-poing oder Chelles-fäustel, dann länglich elliptische Handbeile, welche GERMER-DURAND als Silex taillés du type de Solutré abbildet, die aber allenfalls auch als altpaläolithische gelten könnten, dann Mousterienspitzen, typische Bohrer oder Spitzschaber, Kerne und Schaber. Die Chellesfäustel, von denen ich einen vorlege, haben als wichtigste Leitformen des älteren Paläolithikums auch für uns in Deutschland ein besonderes, gewissermaßen negatives Interesse, indem sie, wie es nach den bisherigen prähistorischen Forschungsergebnissen scheint, in Deutschland wie auch in Österreich merkwürdigerweise fehlen, woraus man aber immer noch nicht den Schluß ziehen darf, daß der altpaläolithische Mensch auf Deutschlands Boden gefehlt hat. Die vorgelegten paläolithischen Bohrer von Jerusalem haben unverkennbare Ähnlichkeit mit einem von Herrn Dr. WIEGERS in der Endmoräne von Neuhaldensleben gefundenen und in der Januarsitzung der Deutsch. geol. Ges. vorgezeigten Instrumente.

---

[1]) Orient I, S. 201.

Während die Existenz des paläolithischen Menschen in Palästina ebenso wie die des neolithischen als erwiesen angesehen werden kann, gilt das gleiche vorläufig noch nicht für den eolithischen, d. h. altdiluvialen und tertiären Menschen in Palästina. Wenn ich auch typische Eolithe wie besonders Mesvinschaber im Ostjordanland vorgefunden habe, so fand ich sie doch dort teils in Tälern in unmittelbarer Berührung mit Menhirs und Dolmen, also alten Steindenkmälern, deren Errichtung man höchstens in die neolithische, wenn nicht Bronzezeit verlegt, teils an Plätzen, auf Plateaus, wo über das Alter der Lagerstätte weiter kein Anhalt gegeben war.

Einen vollgültigen Beweis, daß irgend ein Artefaktenvorkommen in Palästina altdiluvial oder noch älter sei, habe ich trotz meiner dahin gerichteten Bestrebungen noch nicht erbringen können, während ich andererseits die Existenz eines Eolithikums im benachbarten Ägypten nach Schweinfurth und meinen engeren Erfahrungen entschieden anerkennen muß. Ich hebe das hier auch um deswillen hervor, weil auch in Deutschland der eolithische Mensch des Altdiluviums trotz der gegenteiligen Auffassung von Rutot und Klaatsch noch nicht bewiesen ist, während er für Westeuropa entschieden anerkannt werden muß.

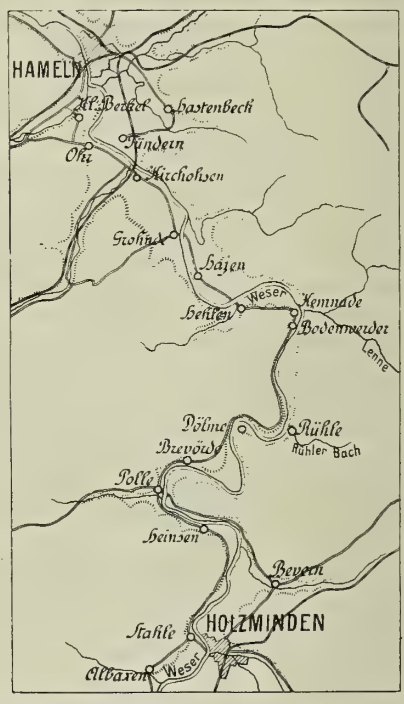
Herr **Grupe** sprach über: **Zur Entstehung des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln.** (Hierzu 2 Textfig.).

Das Gebiet, welches die Weser zwischen Holzminden und Hameln durchfließt, gehört im großen und ganzen der jüngeren Trias, dem Röt, Muschelkalk und Keuper an, die teils mehr regelmäßig, plateaubildend lagert, teils ungemein stark gestörte Lagerungsverhältnisse aufweist. Nur bei Polle tritt der östlichste Ausläufer des Falkenhagener Liasbeckens an die Weser heran und ferner zwischen Bodenwerder und Rühle auch noch Buntsandstein, der hier den nördlichsten Buntsandsteinzug des Wesergebietes, den Vogler, [1]) zusammensetzt und an der Weser mit dem untersten Teil seiner mittleren Abteilung zu Tage tritt.

Das Wesertal trennt den Buntsandstein von dem auf der anderen Seite befindlichen Muschelkalk und liegt somit hier auf einer Verwerfung, die eine Sprunghöhe von ca. 400 m besitzt. Im S bei Rühle wird diese SN-Störung des Wesertales abgeschnitten von einer SO—NW-Störung, die das in lauter einzelne Schollen zerrissene Muschelkalk- und Keupergelände

[1]) Vgl. Grupe, Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes. Inaug.-Dissert. Göttingen 1901.

gegen den Buntsandstein des Voglers verwirft, und die Weser wendet sich dann nach W. Im N bei Kemnade geht der SN-Bruch in einen SO-NW.-Bruch über, der bald weiterhin das Wesertal verläßt und am Heiligenberge den Buntsandstein gegen Muschelkalk abschneidet, und die Weser biegt dann auch hier nach W um.



Skizze des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln.

Wenn auch die tektonischen Verhältnisse des übrigen Gebietes noch nicht eingehend untersucht werden konnten, so ließ sich doch soviel feststellen, daß im allgemeinen wohl auf den verschiedenen Strecken des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln Verwerfungen vorliegen, deren Spalten die Wassermassen in ihren ersten Anfängen zu ihrem Laufe benutzt haben dürften.

Infolge der verschiedenen Richtungen dieser Spalten wurde der Lauf der Weser schon in seiner Uranlage ein mehr oder weniger stark gewundener; die schärfere Ausprägung der einzelnen Kurven, wie sie sich heute zeigen, ist jedoch der nachträglich einsetzenden seitlichen Erosion zuzuschreiben. Dieselbe mußte sich geltend machen als unmittelbare Folge der schon von vornherein vorhandenen Biegungen des Stromlaufes, so zwar, daß sie

stets auf der konvexen Seite des Stromes stärkere Wirkung ausübte als auf der konkaven. Das Wasser mußte daher im Laufe der Zeiten bei seiner allmählichen Abnahme immer mehr auf dem konvexen Ufer verschwinden, während es auf dem stärker erodierten konkaven Ufer verblieb. So haben wir denn heute die ja auch für andere Flüsse ganz gewöhnliche Erscheinung, daß das konkave Ufer stets das steilere, vielfach direkt klippenbildende ist, während das konvexe ein sanfteres Gefälle besitzt und an seinem Fuße von den älteren Flußablagerungen bedeckt wird.

Diese Flußablagerungen rühren aus früherer Zeit her, als der Fluß noch in höherem Niveau sich befand und in einem breiteren Bette gewaltigere Wassermassen führte. Sie zeigen jedoch nicht eine einheitliche Art der Bildung, vielmehr weisen sie in ihrem Auftreten, in ihrer Mächtigkeit, Zusammensetzung u. s. w. wesentliche Unterschiede auf und geben sich als verschiedenalterige Aufschüttungsterrassen zu erkennen, die mehreren, von einander getrennten Zeitabschnitten in der Geschichte des Wesertals angehören.

Sehen wir ab von dem Überschwemmungsgebiet der Weser, in dem der Fluß beim Normalstande auch noch um einige m tief eingeschnitten fließt, so können wir im ganzen Wesertal zwischen Holzminden und Hameln zwei deutliche, von einander unabhängige Terrassen unterscheiden, von denen die untere von dem Rande der Talsohle an mehr oder weniger allmählich um 3—4 m ansteigt bis zum Fuße der zweiten höheren Terrasse, die sich dann meist wallartig aus dem Tale heraushebt bis zu einer Höhe von im allgemeinen 15—20 m über der heutigen Talsohle, bezw. 20—25 m über dem heutigen Flußspiegel. Während die letztere dem Diluvium, und zwar dem jüngeren Diluvium angehört, können wir die erstere noch als altalluvial bezeichnen, scheint sie doch noch bei besonders starken Überflutungen, wie zuletzt im Jahre 1841, teilweise überschwemmt zu werden.

Die untere Terrasse wird vorzugsweise von lehmigen Bildungen zusammengesetzt, denen wiederholt aber Kiese und Sande in dünnen und dickeren Schnüren eingelagert sind. Dagegen vorherrschend ist Kies und Sand in der zweiten, höheren Terrasse und wird in einer großen Anzahl an der Weser entlang liegender Kiesgruben ausgebeutet. Lehm tritt aber auch daneben auf, sowohl im allgemeinen als 1—2 m mächtige Decke auf dem Kies als auch hin und wieder als Hauptbestandteil der gesamten Terrasse, so zwischen Bodenwerder und Pegestorf und zwischen Polle und Holzminden. Auf den genannten Strecken tritt an

Stelle des Kieses plötzlich reiner Lehm auf, der nur vereinzelt Sand- und Kieslagen einschließt. Eine Folge des Vorherrschens des Lehmes ist, daß in diesen Partieen die Terrasse nicht oder wenigstens nicht in dem Maße die sonst für sie charakteristische wallartige Erhebung zeigt, vielmehr allmählich von der unteren Terrasse aus ansteigt und auch oft ohne besonders scharfen Terrainabsatz in die höheren, stets außerhalb des Bereiches der Terrasse beginnenden Lößbildungen übergeht. Kiese und Sande verhalten sich in ihrem gegenseitigen Auftreten so zueinander, daß der Sand sowohl mit dem Kiese innig vermengt ist als auch selbständige Lagen in ihm bildet, ja oftmals vorherrschend ist und dann an größeren Geröllen nur solche enthält, die aus nächster Nähe herrühren. Das Material der Kiese in der unteren wie in der oberen Terrasse entstammt natürlich dem flußaufwärts gelegenen Gebiet der Weser, bezw. Werra und Fulda, dem Thüringerwalde und der nach N sich anschließenden Triaslandschaft, und besteht im wesentlichen aus Buntsandstein, Muschelkalk, Braunkohlenquarzit, Granit, Porphyr, Kieselschiefer und Fettquarz, so zwar, daß Buntsandstein, Porphyr, Kieselschiefer und Fettquarz den Hauptbestandteil der Kiese bilden, allerdings bei starkem Vorwiegen des Buntsandsteins, daß dagegen Muschelkalk und Braunkohlenquarzit zurücktreten und Granit nur ganz vereinzelt sich findet. Nur lokal häufen sich wohl einmal Gerölle von Muschelkalk an, das sind dann aber immer nur solche, die, durchweg nur wenig abgerundet, aus der nächsten Umgebung stammen und gleichsam als Gehängeschutt besondere Lagen innerhalb der Kiese und Sande bilden. In den Kiesgruben, so z. B. bei Hameln, Emmern, Hehlen, Kemnade, kommen nicht selten Säugetierreste vor, Zähne und Knochen, vor allem von *Elephas primigenius* Blumenb. und *Rhinoceros antiquitatis* Blumenb. Besonders interessant aber sind zwei Funde von Artefakten, wohlbearbeiteten, geglätteten und durchlochten Steinbeilen [1]), die vor einer längeren Reihe von Jahren in den Kiesgruben nordwestlich Emmern und nordwestlich Kemnade gefunden wurden, und zwar nach der festen Versicherung der betreffenden Arbeiter mitten im Kiese. Trotzdem aber ist diese Angabe wohl mit Vorsicht aufzunehmen, solange nicht neue Funde von sachkundiger Seite gemacht werden. Denn dies Vorkommen von neolithischen Werkzeugen in diluvialen, wenn auch jungdiluvialen Schichten würde sonst wohl als einzigartig dastehen.

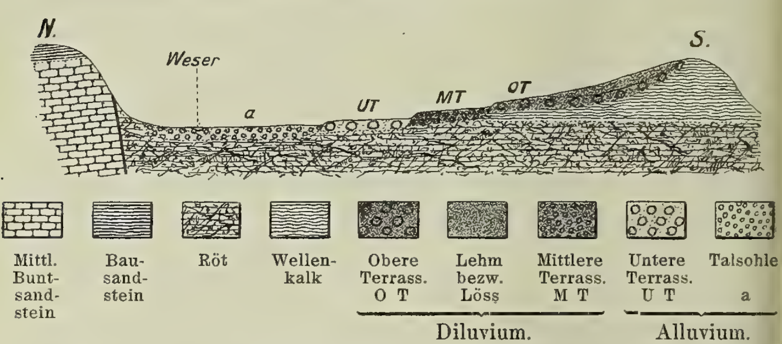
Außer den beschriebenen Schottermassen treten jedoch im Wesertal auch noch andere, höher gelegene auf, allerdings nicht

---

[1]) dieselben befinden sich im Besitze des Lehrers Schlutter in Bremke (Kr. Hameln).

in Form einer durchgehenden Terrasse, sondern nur in Form einzelner, durch die jüngeren Talbildungen von einander getrennter Partieen, wie solche beispielsweise sich finden südlich Bevern, östlich Polle, südlich Dölme, westlich Bodenwerder, südöstlich Hehlen, nördlich Daspe, südöstlich Frenke, südöstlich Latferde und östlich Hameln. Vergleichen wir diese verschiedenen Schottervorkommen miteinander, so sehen wir, daß sie in ihrem Auftreten und in ihrer Mächtigkeit sich gänzlich ungleichartig zeigen und zwischen 90 und 160 m etwa die verschiedensten Höhenlagen einnehmen. Gleichwohl sind sie samt und sonders als Teile einer einheitlichen Aufschüttung zu betrachten, was schon daraus hervorgeht, daß dieselbe sich zuweilen noch in ihrer ganzen ursprünglichen Mächtigkeit von 60—70 m zeigt, wie bei Bevern und bei Hehlen, wo an gewissen Stellen die Schotter vom Fuße des Berges bis oben auf den Kopf ununterbrochen hinaufgehen. Daß diese Terrasse heute sich nur noch in einzelnen isolierten Stücken vorfindet, haben wir erstens der Erosion zuzuschreiben, die gleich nach dem Absatze der Terrasse einsetzte und sie zum größten Teil wieder zerstörte, und zweitens der danach erfolgenden Ablagerung des Lehms, bezw. Löß, der die von der Erosion verschont gebliebenen Reste der Terrasse überdeckte, und zwar sowohl seitlich, unten im Tal und an den Talgehängen, wie auch darüber, dabei zuweilen bis zu Höhen von 280 m hinaufgehend. Auf diese Weise erklärt es sich, daß oft einzelne in verschiedenen Niveaus befindliche Schotterpartien durch Lehm bezw. Löß von einander getrennt werden. Dieselben bilden dann nicht, wie es zunächst den Anschein haben könnte, Teile verschiedenalteriger, von einander unabhängiger Terrassen, sondern hängen unter der seitlich überlagernden Lößdecke miteinander zusammen. Ihre unterste Sohle haben die Schotter etwa bei 90—100 m, 20—30 m über dem Weserspiegel und sind schon aus diesem Grunde zu trennen von der tieferen, jungdiluvialen Terrasse, die bereits ca. 10 m tiefer beginnt und deshalb nicht etwa als Erosionsform der höheren aufzufassen ist, Immer aber haben sie als Unterlage das ältere Gestein, Röt, Muschelkalk oder Keuper, auf dem sie sich von ihrer untersten Sohle aus schräg bis zu ihrem höchsten Punkte hinaufziehen. Nicht selten werden dabei die Schotter an einzelnen Stellen von den älteren Schichten unterbrochen, die dann in Form kleiner Schollen zwischen ihnen zu Tage treten. Sie bilden also da, wo sie sich in ihrer ganzen Mächtigkeit vorfinden, immer nur eigentlich den Mantel, meist sogar einen recht schadhaften, zerlöcherten Mantel um das aus den älteren Schichten sich zusammensetzende Massiv des Berges. Es sind eben immer nur

die äußersten Randteile der ursprünglichen Terrasse. Das Material der Schotter ist im großen und ganzen das gleiche wie das der jüngeren Terrassen, nur scheinen die Braunkohlenquarzite weit mehr hervorzutreten als in diesen. Das hat seinen natürlichen Grund wohl darin, daß das Tertiär in der älteren Diluvialzeit noch in größerer Ausdehnung und Mächtigkeit die verschiedenen Triashöhen bedeckte als später.



Profil durch das Wesertal bei Bodenwerder-Kemnade zur Veranschaulichung seines Terrassenbaues.
Maßstab 1 : 25 000, zweifach überhöht.

Daß die verschiedentliche Akkumulation und Erosion in den Nebentälern der Weser zu analogen Bildungen geführt haben muß, liegt auf der Hand. Wenn wir nun beispielsweise in den dem näher untersuchten Gebiet angehörenden Nebentälern der Lenne und des Rühlerbaches die jüngeren Ablagerungen, die altalluviale und jungdiluviale Terrasse, nicht mehr antreffen, so müssen wir schließen, daß sie durch die spätere Erosion in ihrer vollen Breite zerstört worden und nicht wie im Wesertal als Talleisten erhalten geblieben sind. Dagegen tritt die alte Terrasse in diesen Tälern auf, und zwar in derselben Art und Weise wie im Wesertal, nämlich in Form einzelner, bis zu beträchtlicher Mächtigkeit anschwellender Partieen. Das Material ist natürlich ein einheimisches, vorzugsweise Buntsandstein, daneben hin und wieder etwas Muschelkalk, denen im Lennetal bei Eschershausen auch viel Hilssandstein beigemengt ist. Besonders hier in der Umgebung von Eschershausen zeigen die Schottermassen noch gewaltigere Mächtigkeit; sie beginnen etwa im heutigen Flußniveau und steigen, indem sie an einzelnen Stellen von Löß überdeckt sind, an anderen die sie unterlagernden älteren Schichten hervortreten lassen, über 50 m hoch.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, daß das Diluvium des Wesertalgebietes Holzminden-Hameln aus einheimischem Material

und Thüringerwaldmaterial sich zusammensetzt, daß ihm dagegen das nordische fehlt. Dies ist um so auffallender, als im W im Gebiet des Teutoburgerwaldes das nordische Diluvium viel weiter nach S reicht und besonders als in der nächsten Nähe, am Fuße des Iths bis nach Dielmissen hin Geschiebeblöcke als Überbleibsel von Grundmoräne von Menzel gefuuden worden sind. Erst bei Hameln treten sowohl in den altdiluvialen wie jungdiluvialen Schottern einige nordische Geschiebe auf, und etwas weiter nördlich an den Duttbergen will ja auch neuerdings Struck[1]) eine echte Endmoräne entdeckt haben. Bei Hameln hätten wir also die ersten Zeugen des Inlandeises, das sich dann von hier in Form einer schmalen Zunge am Fuße des Iths bis nach Dielmissen hin erstreckt haben muß.

Es drängt sich die Frage auf, in welchem Altersverhältnis die den verschiedenen Stufen des Diluvinms angehörenden Wesertalbildungen zu dem nordischen Diluvium stehen. In Anbetracht der außerordentlichen Mächtigkeit der altdiluvialen Terrasse von 60—70 m möchte ich es nicht für unwahrscheinlich halten, daß letztere vielleicht in ursächlichem Zusammenhange mit dem Vorrücken des Inlandeises steht,[2]) eine Ansicht, die übrigens auch schon Stille[3]) bei der Erklärung ähnlicher Verhältnisse des Almetales bei Paderborn geltend gemacht hat. Mag auch die Weser durch das vorlagernde Eis nicht zu einem mächtigen Wasserbecken aufgestaut worden sein, vielmehr einen Abfluß, vielleicht am Rande des Eises entlang nach W, besessen haben. so mußte jedenfalls doch wohl durch die Eisbarre eine Verringerung des Gefälles und der Transportkraft des Flusses herbeigeführt werden, die zunächst wohl nur in der nächsten Nachbarschaft des Eises eintrat und zu einer Geröllaufhäufung Veranlassung gab, sich dann aber bei rückschreitender Akkumulation auch weiter flußaufwärts bemerkbar machte. Eine volle Klärung wird natürlich erst die nähere Untersuchung des gegenseitigen Lagerungsverhältnisses der einheimischen und nordischen Diluvialbildungen in der Umgebung von Hameln bringen.

---

[1]) Der baltische Höhenrücken in Holstein. Mitt. d. geogr. Ges. und des Naturhistor. Museums in Lübeck. 2. Reihe, H. 19, S. 89.

[2]) Den gleichen Stondpunkt vertritt auch Koken in seiner Arbeit über das schwäbische Diluvium (N. Jahrb. f. Min. B.-B. **14**. S. 122 ff.), in der er zugleich einige Bemerkungen über das Wesertaldiluvium anführt. Nicht zutreffen dürfte dagegen seine Ansicht, daß die die Hauptmasse bildenden Schotter der mittleren Terrasse mit den alten Schottern zusammen ein und derselben Akkumulation angehören; dieselben muß ich vielmehr, wie ich des Näheren ausgeführt, für eine neue, jüngere, nach Ablagerung des Löß erfolgte Aufschüttung halten.

[3]) Zur Geschichte des Almetales südwestl. Paderborn. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1903 S. 251.

Was sodann die jungdiluviale Terrasse anbetrifft, so möchte ich in ihr die analoge, gleichalterige Bildung zu der von MENZEL[1]) in letzter Zeit im Leinetal nachgewiesenen jungdiluvialen Terrasse sehen, die die gleiche Höhenlage über dem Flußspiegel einnimmt und die gleichfalls aus mächtigen, nur oben von einer ca. 2 m starken Lehmschicht bedeckten Kiesen und Sanden besteht. Die Entstehung dieser Terrasse fällt nach MENZELS Untersuchungen in die Zeit der zweiten Vereisung, was durchaus in die Altersdeutung unserer Terrassenverhältnisse hineinpaßt.

Der zwischen diesen beiden Terrassenbildungen liegenden Periode würde der Löß angehören, dessen Absatz jedoch erst noch eine gewaltige Erosion der älteren Terrasse voranging, infolge deren er die Überbleibsel derselben sowohl seitlich von der Sohle an wie oben darüber überdeckt. Den Ansichten über die Ablagerung des Löß möchte ich hier nicht weiter nachgehen, sie bietet jedenfalls auch in unserem Falle manche schwierig zu deutende Verhältnisse. Hervorheben möchte ich nur die zuweilen sich einstellende Schichtung des Löß, die stets dann sich zeigt, wenn seinem sonst homogenen Material dünne Sandlagen eingeschaltet sind, und die wohl am ehesten auf aquatische Entstehung mir hinzuweisen scheint

So haben wir denn im Wesertal Zeugen wiederholter Vorgänge von Erosion und Akkumulation. Die Wassermassen schnitten sich, im Anfange vorhandenen Spalten folgend, im Laufe der Zeit zu beträchtlicher Tiefe in die Gebirgsschichten ein, bis das im N vordringende Inlandeis sie in ihrem Laufe so stark hemmte, daß sie ihr von S her transportiertes Material zu einer nach und nach bis auf 60—70 m anschwellenden Terrasse ablagerten. Nach dem Rückzuge des Inlandeises folgte wieder eine Periode gewaltiger Erosion, die die eben aufgeschüttete Terrasse bis auf geringe randliche Partieen bis unten hin wieder beseitigte. Die dadurch entstandene tiefe Talrinne wurde darauf von mächtigen Lößmassen angefüllt, die sich in gleicher Weise und Beschaffenheit aber auch noch weit höher, bis zu Höhen von 250—300 m ablagerten. Nach dem Absatze des Löß trat abermals eine Zeit anhaltender Erosion ein, mittels deren sich der Fluß noch um 10 m tiefer als vorher einschnitt, um dann wieder in der jungdiluvialen Zeit sein Material in einer Mächtigkeit von 10—15 m aufzuschütten. Dieser Wechsel von Erosion und Akkumulation vollzog sich auch weiter noch in alluvialer Zeit, und zwar zweimal, und führte zur Bildung der

---

[1]) Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1903 S. 337—348.

altalluvialen Terrasse und der heutigen Talsohle, in die sich der Fluß auch schon wieder in jüngster Zeit um einige Meter eingenagt hat.

Bei allen diesen Vorgängen hat sich die Wassermasse der Weser an Quantität immer mehr und mehr verringert, ein Umstand, dem wir eben die Erhaltung der aufgeschütteten Terrassen als Talleisten zuzuschreiben haben, um schließlich heute nur noch als verhältnismäßig schmale und flache Flußrinne das breite Wesertal zu durchfließen.

An der Diskussion nahmen die Herren MENZEL, BEYSCHLAG, STILLE und ZIMMERMANN teil.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. JOH. BÖHM. GAGEL.

Briefliche Mitteilungen.

2. Die osthannöversche Kiesmoränenlandschaft.

Von Herrn Richard Stappenbeck.

Hierzu 5 Textfig.

Berlin, den 28. Januar 1905.

Auf der Hochfläche, die das westliche Ufer des alten Urstromtales der Elbe im sog. Wendlande und im Lüneburgischen bildet, ziehen sich zwischen der Jeetze und der Ilmenau Reihen von Hügeln und Hügelzügen hin, die in der Nähe von Walmsburg bei Bleckede beginnen und sich in großen Gruppen am heutigen Elbufer entlang bis nach Hitzacker erstrecken, um von da an das linke Ufer der Jeetze bis etwa zum Dorfe Prisser zu begleiten. Bei Walmsburg breitet sich die Hügellandschaft aus; ihre Westgrenze verläuft von diesem Orte aus ungefähr südlich über Köhlingen und den Seißelberg zur Göhrde, um nunmehr in eine südöstliche Richtung einzubiegen. Alle zwischen diesen beiden Grenzen liegenden Gebiete — die Forsten Groß- und Klein-Lissa, Leitstade, Dragahn, Parpar und die Gegenden „im Radelitz“ und „im Mosebusch“ — sind mehr oder minder mit diesen Hügeln besetzt. Fast ohne Unterbrechung schließen sich hieran die Hügelgruppen des unteren Drawehns, besonders des Mützinger Berges, die nach Westen Ausläufer bis nach Timmeitz an der Grenze des Kreises Ülzen entsenden, während sich nach Süden die Höhen von Maddau vorschieben. Jenseits einer nicht allzu breiten und tiefen Senke beginnen die Hügel abermals, die hier den westlichen Teil des oberen Drawehns erfüllen: die Gegend bei Dickfeitzen, die Wüste Prezier und das Gelände zwischen den Orten Corvin, Clenze und Cassau im Osten und Schlannau, Quartzau und Starrel im Westen. Hier tritt eine abermalige Biegung der Hügelzüge ein, diesmal nach Südwesten. Durch die Lütenthiener Wüstenei ziehen sie sich über Loitze und Proitze bis Schäpingen, um sich dann noch einmal, durch eine schmale, flache Niederung getrennt, in den Müssinger Bergen zu größerer Höhe zu erheben. Sie haben also eine Nordsüdausdehnung von rund 50 km und eine Breitenerstreckung von 2—15 km. Nach Osten hin finden sich noch vereinzelte Hügel und Hügelgruppen, z. B die Anhöhen von Darsekau bei Salzwedel, die wohl auch hierher zu rechnen sind. Desgleichen scheint zu dieser Art von Hügeln der Fuchsberg von Buchwitz,

das gleichfalls bei Salzwedel gelegen ist[1]), zu gehören. Er ist eine vereinsamte niedrige Kuppe, die am Rande eines großen Feldes von oberdiluvialem Geschiebesande liegt.

Die Hügel erreichen im nördlichen Teile eine Höhe von rund 80 m, im Seißelberge 95 m, bei Schutschur an der Elbe 118 m. Weiter südlich werden die Höhen beträchtlicher; so erreicht eine Kuppe bei Schmardau 118 m, eine andere bei Wedderien 125 m, bei Timmeitz 134 m; zwischen Gülden und Redemoißel liegt der höchste Punkt mit 142 m. Dann sinken die Höhen wieder: der Mützinger Berg erreicht 105 m, die Maddauer Hügel 87 m. Die Wüste Prezier steigt an bis auf 96 m, bei Quartzau erhebt sich das Gelände bis auf 113 m, sinkt bei Loitze auf 78 m, um sich im Spitzen Berge bei Müssingen noch einmal auf 115 m zu erheben.

Hiermit ist die Höhe der Kuppen über dem Meeresspiegel gegeben; die Lage über der durchschnittlichen Höhe der jeweiligen Landschaft ist großen Schwankungen ausgesetzt, denn die Hügel erheben sich mitunter nur wenige Fuß, häufig aber 30 bis 40 m, ja namentlich im Dragahn auch noch höher über die Fläche, der sie aufgesetzt sind. So kommt es, daß bei Redemoißel und Gülden, wo die höchste Meereshöhe erreicht wird, die Kuppen selber ziemlich niedrig sind.

Diese Hügelgruppen sind bereits einige Male der Gegenstand geologischer Betrachtungen gewesen. Sehr eingehend hat sich mit ihnen im Zusammenhange mit den anderen Diluvialbildungen der östlichen Lüneburger Heide Edgar Holzapfel[2]) beschäftigt, der auf Grund seiner Beobachtungen ein Bild jener Gegend entwirft, daß allerdings bei dem großen Mangel an Aufschlüssen nur im großen Ganzen richtig sein wird. Das zum Aufbau der in Frage stehenden Hügelzüge verwandte Material faßt Holzapfel als Strandkiesbildungen alter Meeresbuchten auf und erklärt die Entstehung der Hügelketten aus tektonischen Ursachen. Er nimmt ein Naturereignis an, ähnlich dem, das beim Ran of Kachh[3]) eine Rolle spielt, und meint, aus einer Spalte, die vielleicht unter der Düne bei Neuhaus begraben liege, habe „das sich stauende Grundwasser zum Schlusse der diluvialen Periode das tertiäre Material heraufgebracht und auf der Randerhebung der Elbe niedergelegt“. Gleichzeitig damit soll dann auch die

---

[1]) Karte des Deutschen Reiches, Blatt Salzwedel und Dannenberg 1 : 100000.

[2]) Über die diluvialen Bildungen der Lüneburger Heide mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Ilmenau und Jeetze. Inaug. Diss. Marburg 1884.

[3]) Eduard Suess: Das Antlitz der Erde. 1.

Aufarbeitung und Umlagerung des oberen Geschiebemergels stattgefunden haben, Ansichten, denen ich mich nicht anschließen kann und die ich zu widerlegen versuchen werde.

Erst nach längerer Zeit finden wir einen Teil dieser Hügel in der geologischen Literatur wieder erwähnt. WAHNSCHAFFE hatte, in Nordamerika mit derartigen Bildungen vertraut geworden, die Höhenzüge des Dragahns und an der Göhrde als Kames erkannt[1]) und sie zunächst als eine Grundmoränenlandschaft gedeutet, „die durch intensive (subglaziale) Schmelzwasserwirkung ausgewaschen und umlagert wurde“[2].) Später nahm er an, daß hier eine umgearbeitete Endmoräne vorliege.

Aus dem norddeutschen Vereisungsgebiete sind derartige glaziale Bildungen mit einer Ausnahme noch nicht näher beschrieben, doch schon hier und da erwähnt worden, so von GEINITZ[3]) aus Mecklenburg. Diese werden aber von WAHNSCHAFFE den Durchragungszügen zugerechnet, die zwar die Bedeutung von Endmoränen haben, aber anders als Kames entstanden sind. Kamesartige Bildungen sind es vielleicht auch, die von WAHNSCHAFFE und SALISBURY unter dem Löß der Magdeburger Börde beobachtet worden sind.[4]) CREDNER[5]) bringt aus Sand und Grand aufgebaute Hügel in Leipzigs Umgebung gleichfalls in Beziehungen mit Kames. Vor kurzem jedoch hat uns ELBERT[6]) mit einer ganzen Anzahl von Kames bekannt gemacht, die er bei seinen Untersuchungen im östlichen Mecklenburg, in Vorpommern und Rügen aufgefunden hat. Aber auch die englische und amerikanische Literatur, die auf den ersten Blick reich an Abhandlungen über Kames erscheint, hat in Wahrheit doch nicht einen solchen Überfluß daran, weil vor dem Erscheinen eines Aufsatzes von THOMAS C. CHAMBERLIN die Begriffe Kame und Esker (Ås, Wallberg) zumeist als gleichbedeutend gebraucht wurden, und der Name Kame für Bildungen angewandt wurde,

---

[1]) FELIX WAHNSCHAFFE: Ein geologischer Ausflug in die Lüneburger Heide auf dem Rade. Globus 78. 1900. S. 185—187.

[2]) Derselbe. Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 2. Aufl. 1901. S. 162.

[3]) Über Åsar und Kames in Mecklenburg. Diese Zeitschr. 1886. S. 654.

Derselbe in der Lethaea geognostica. III. Teil. 2. S. 305.

[4]) R. D. SALISBURY und F. WAHNSCHAFFE: Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. Diese Zeitschr. **40**. 1888. S. 263.

[5]) Über Glazialerscheinungen in Sachsen nebst vergleichenden Bemerkungen über den Geschiebemergel. Diese Zeitschr. 1880. S. 588—594.

[6]) Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. 1. Teil. Die Åsar und Kames. Greifswald 1903.

die, wie aus den Beschreibungen hervorgeht, tatsächlich Åsar sind. Das lehrt z. B. schon ein Blick auf die Karte, die der Abhandlung von Stone über die „Kames" von Maine[1]) beigegeben ist. Chamberlin[2]) schlägt nun vor, „die Namen bloß als Strukturbezeichnungen zu gebrauchen, bis die Ansichten über ihren Ursprung allgemeiner übereinstimmen werden." Für das Wort „Kame" oder „Kiesmoräne"[3]) gibt er folgende Begriffsbestimmung: es seien „Anhäufungen kegelförmiger Hügel oder kurzer unregelmäßiger Rücken von diskordant geschichtetem Kiese, zwischen denen unregelmäßige Senkungen und symmetrische napfförmige Schluchten liegen, die dem Ganzen ein eigentümliches, unruhiges, wogendes Äußere verleihen" und . . . . „quer zur Neigung der Oberfläche, zum Verlaufe der Täler und zur Richtung der Eisbewegung stehen."

Von den von Wahnschaffe als Kiesmoräne erkannten Hügeln des Dragahns ging ich nun aus und verfolgte sie über die zu Anfang erwähnten Landstriche nach Norden und Süden. Einige dabei gemachte Beobachtungen sollen den Inhalt der folgenden Zeilen bilden.

Schon der ganze landschaftliche Charakter, der durch diese Geländeformen hervorgerufen wird, ist eigentümlich. Die wendländische Niederung, eine Ausbuchtung des Urstromtales, ist eine weite, ausgedehnte Fläche, die im allgemeinen nur 11—20 m über dem Meeresspiegel liegt, und worin nur hin und wieder wenige zu Dünen zusammengewehte Talsandzüge auftauchen. So wird z. B. das ganze weite Gebiet der Gartower Forst und ein großer Teil des sich anschließenden altmärkischen Gebietes bis zum Arendsee von Talsand gebildet, der mit Dünen besetzt ist, die sich bis in die Landschaft Lemgow hineinziehen. Nach der Jeetze zu nehmen dann allerdings auch lehmige und tonige Bildungen sowie Torf große Strecken des Bodens ein.

Links von der Jeetze liegt das Land höher, und der Abfall des alten Urelbufers ist stellenweise recht gut wahrzunehmen. Hier weist der Boden schwachwellige Formen auf, nur da und dort ragt eine höhere Erhebung empor: eine vereinzelte Grandkuppe (Kame). Doch sobald man in die Kiesmoräne hinein-

---

[1]) Geo H. Stone: The Kames of Maine. Proceedings of the Boston Soc. of Nat. Hist. **20**. 1881. S. 430.

[2]) Preliminary Paper on the Terminal Moraine of the Second Glacial Epoch. U. S. Geol. Survey. III. Annual. Rep. 1883. S. 300.

[3]) Ich ziehe diesen von E. Geinitz in der Lethaea geognostica gebrauchten Namen dem Ausdrucke Marginalkames vor, weil in dem Worte „Kiesmoräne" nicht nur die Art des aufbauenden Stoffes, sondern auch die Art der Entstehung Ausdruck findet, und möchte das Wort „Kame" vorläufig nur noch für die Radialkames gebrauchen.

kommt, verändert sich das Bild fast mit einem Schlage. Unvermittelt steigen scharf gekrümmte Hügel auf, die bald nach einer, bald nach mehreren Seiten steiler abfallen. Dazwischen ragen spitze Kegel hoch empor, während daneben vielleicht sanft abgeböschte Geländewellen oder kurze bankförmige Rücken auftreten. Hier liegen die Kuppen durch kleine Zwischenräume getrennt, dort sind sie in wilder Unordnung wirr aneinander gedrängt. Plötzlich schließen sich die Hügel zu ungeordneten Reihen zusammen, um ebenso unvermittelt in weitem Bogen auseinander zu treten und zwischen sich eine vollständig flache Ebene frei zu lassen, ein Bild, das sich recht schön darbietet, wenn man vom Forsthause Dragahn nach Schmardau wandert. Wo aber ein solcher Zusammenschluß stattfindet, da läßt sich meist immer eine nordsüdliche oder nicht allzu sehr davon abweichende Hauptrichtung feststellen, obwohl die Längsachse der Kuppen durchaus nicht in diese Richtung hineinzupassen braucht. Ebenso verschieden wie die Höhen sind auch die dazwischen liegenden Vertiefungen. Während an der einen Stelle nur mehr oder weniger flache Mulden oder sanft geböschte, langgestreckte Wannen vorhanden sind, bilden sich an anderen Orten Kessel mit verhältnismäßig steil abfallenden Wänden. In einem solchen Kessel liegt z. B. das Dörfchen Schmardau, grau und armselig wie der Boden, worauf es erbaut ist. Bisweilen finden sich auch Talungen von schluchtartigem Charakter, namentlich an der Elbe und in der Clenzer Gegend. Außerordentlich schön und auffällig treten die Formen der Kiesmoräne dort hervor, wo die Grandkuppen nur mit Heidekraut bewachsen sind, wogegen die weit ausgedehnten Waldungen das Gelände, das sie verhüllen, erst beim Eindringen in ihre Einöden erkennen lassen. Nur ein verhältnismäßig geringer Teil ist unter Kultur genommen. Heidekraut und Renntierflechte, sowie einige genügsame Moose, Ginster, Wachholder, Föhren und bisweilen Birken sind die Charakterpflanzen dieser Landschaft, zu denen sich manchmal noch die wilde Rose gesellt. In der sog. Wüste Prezier wurde der Pflanzenwuchs vor einigen Jahren durch einen großen Waldbrand fast gänzlich vernichtet; wo er noch nicht wieder Platz gegriffen hat, bekommt man einen schwachen Begriff von der Trostlosigkeit, die in diesen Gegenden gleich nach dem Rückzuge des Inlandeises geherrscht haben muß. Nicht gerade sehr häufig sind unter den angeführten Formen die Kegel; am zahlreichsten treten sie noch in den nördlichen und mittleren Teilen der Landschaft auf, u. a. beim Dorfe Sallahn und im Dragahn. Durchaus vorwaltend sind dagegen die scharf gekrümmten Rücken und Kuppen, die im Süden mehr die Gestalt von uhrglasförmig ge-

wölbten Kuppeln annehmen. Bänke und Wellen sind gleichfalls häufiger im südlichen Teile. Im allgemeinen finden sich nach der Elbe zu mehr massige Formen. Am schönsten entwickelt ist die Kiesmoränenlandschaft in der Umgebung der Dörfer Schmardau, Plumbohm und Wedderien. Verschiedene Punkte bieten einen ausgezeichneten Ausblick über das umliegende Land, z. B. eine hohe amphitheaterartig gebaute Kuppe zwischen den beiden erstgenannten Dörfern. Auch der hochgelegene Friedhof des Städtchens Hitzacker gewährt eine schöne Übersicht über das breite Urelbtal mit der heutigen Elbe, die Niederung der Jeetze und die Kiesmoräne.

Wie bei aller Verschiedenheit in der äußeren Form der einzelnen Teile die Kiesmoräne in ihrer Gesamtheit ein ganz bestimmtes und eigentümliches Gepräge hat, so bleibt auch ihr Aufbau bei aller Veränderlichkeit in seinen Grundzügen derselbe, soweit die vorliegenden Beobachtungen ein Urteil darüber zulassen: geschichtete sandige bis kiesige Massen, bisweilen mit einem Kerne von Geschiebemergel, die von einem ungeschichteten Grandmantel umkleidet werden. Leider sind die Aufschlüsse im Verhältnisse zur Ausdehnung der Landschaft so wenig zahlreich, daß vielleicht manche Einzelheit unberücksichtigt geblieben ist; dennoch dürfte das Gesamtbild dadurch wenig geändert werden.

In nicht allzu ausgedehnter Weise scheint sich der Geschiebemergel am Aufbau der einzelnen Kuppen zu beteiligen, obschon er im ganzen Gebiete in ziemlich großer Verbreitung vorkommt. Bei Hitzacker nahe der Einmündung der Jeetze in die Elbe tritt er zu Tage. Hier hat er eine graugelbe Farbe, ist von sehr zäher Beschaffenheit und führt äußerst wenige und kleine Geschiebe. In gleicher, stark entkalkter Ausbildung konnte ich ihn in einer halb verwachsenen Grube am Waldrande beobachten, nicht weit von der Stelle, wo der Weg von Tollendorf nach Tiesmesland die Straße von Hitzacker nach Bleckede kreuzt. Dieselbe Art des Geschiebemergels erwähnt LAUFER[1]) von Streetz und Schaafhausen, jedoch hält er diesen für den unteren, was meines Erachtens nicht der Fall ist.

Der Mergel, der vielfach in Geschiebelehm umgewandelt ist, zeichnet sich meist durch das Vorhandensein nur weniger und kleiner Geschiebe aus. An zwei Stellen, nämlich in einem Aufschlusse am Wege von Serau nach Sarenseck und in einem zweiten Aufschlusse zwischen Nieperfitz und Dübbekold, konnte ich eine Absonderung des trockenen Lehmes in hasel- bis wall-

---

[1]) Das Diluvium und seine Süßwasserbecken im nordöstlichen Teile der Provinz Hannover. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1883 S. 311.

nußgroße polyedrische Stücke bemerken, die auch HOLZAPFEL schon erwähnt. Beim Anschlagen mit dem Hammer zerfiel der Lehm sofort darin. Wir haben in diesem Falle also einen inglazialen Geschiebelehm vor uns.

Es gelang mir zwar nicht innerhalb des von mir besuchten Gebietes einen Aufschluß zu finden, worin ich das Liegende des Geschiebemergels hätte beobachten können; daß wir es aber auch in diesen Gegenden in dem oberflächlich auftretenden Geschiebemergel mit der Grundmoräne der letzten Vereisung zu tun haben, scheint mir mit einiger Wahrscheinlichkeit aus den Ergebnissen einiger Tiefbohrungen hervorzugehen, die zur Wasserversorgung der Stadt Salzwedel unternommen sind. Eine dieser Bohrungen, an der Katharinenkirche in der Neustadt von Salzwedel, traf bei ungefähr 200 m festen Kalk an, der nach BEYSCHLAGS[1]) Vermutung vielleicht dem Muschelkalke zuzurechnen ist. Es liegt darüber Tertiär in großer Mächtigkeit, wovon hier sehr versteinerungsreiche Schichten durchstoßen wurden. Leider wurden aber sämtliche Fossilien fortgeworfen, sodaß nur sehr wenige Stückchen in meine Hände gelangten, die ich als *Pectunculus Philippii* bestimmen konnte. Es dürfte sich demnach hier um marines Oberoligocän handeln. Sehr häufig im diluvialen Sande vorkommende Braunkohlenstückchen weisen im Verein mit den Kohlenvorkommen von Trabuhn nordöstlich und Saalfeld südlich von Salzwedel darauf hin, daß auch das untere Miocän hier entwickelt war, jedoch im Untergrunde der Stadt der Zerstörung durch das Eis anheimgefallen ist. Dann folgen die diluvialen Schichten mit einer Mächtigkeit bis zu 115 m, worüber die folgenden Profile Auskunft geben mögen.[2])

I. Vor dem Neuen Tore No. 29 (20,88 m über N. N.).

0,00—	1,15	Aufgefüllter Boden.
1,15—	1,25	Muttererde.
1,25—	1,47	Moorboden.
1,47—	5,68	Feiner Schlemmsand mit Lehmadern.
5,68—	6,50	Grauer feiner Sand.
6,50—	7,35	Gerölle.
7,35—	16,11	Toniger grauer Geschiebemergel.
16,11—	22,61	Sandiger grauer Geschiebemergel.
22,61—	26,83	Schlemmsand.
26,83—	27,60	Schmieriger Sand, weiß, feinkörnig.
27,60—	30,15	Etwas reinerer Sand.
30,15—	31,45	Schmieriger Sand.

[1]) Die Wasserversorgung der Stadt Salzwedel.
[2]) Von der Bohrung an der Katharinenkirche waren Bohrregister und Proben nicht vorhanden.

31,45— 38,10	Schlemmsand.
38,10— 39,86	Schlemmsand mit Ton.
39,86— 42,70	Feiner Sand.
42,70— 44,11	Gelber scharfer Sand.
44,11— 44,81	Toniger Geschiebemergel.
44,81— 45,25	Feiner Sand.
45,25— 46,10	Sehr sandiger Geschiebemergel.
46,10— 46,53	Steine.
46,53— 46,85	Schmieriger Sand.
46,85— 66,15	Sehr sandiger Geschiebemergel.
66,15— 69,70	Toniger Geschiebemergel, grau.
69,70— 76,23	Sehr sandiger Geschiebemergel.
76,23— 76,68	Feiner schmieriger Sand.
76,68— 89,10	Sehr sandiger Geschiebemergel.
89,10— 89,45	Feiner schmieriger Sand.
89,45— 93,30	Sehr sandiger Geschiebemergel.
93,30— 97,08	Schlemmsand.
97,08—100,86	Grauer Ton (? Geschiebemergel) Bohrproben fehlen von hier an.
100,86—101,07	Schmieriger Sand.
101,07—101,15	Ton (? Geschiebemergel).
101,15—102,30	Schmieriger Sand.
102,30—105,45	Grauer mittelscharfer Sand.
105,45—111,70	Grauer Schlemmsand.
111,70—112,30	Reiner Sand.
112,30—113,50	Schlemmsand.
113,50—115,35	Reiner Sand.
115,35—117,86	Brauner, scharfer Sand mit Braunkohlen, wahrscheinlich tertiär, dann folgt grüner Ton.

II. Brunnen an der Schule (20,349 m über N. N.).

0,00— 1,40	Aufgefüllter Boden.
1,40— 4,40	Moorboden.
4,40— 4,70	Gerölle.
4,70— 5,32	Grauer Geschiebemergel, ziemlich tonig.
5,32—16,14	Weißer grober Sand.
16,14—17,54	Grauer Geschiebemergel.
17,54—19,14	Grauer grober Sand.
19,14—20,34	Geschiebemergel, äußerst tonig.
20,34—22,34	Grauer grober Sand.
22,34—24,34	Geschiebemergel, äußerst tonig, enthielt ein großes Feuersteingeschiebe.
24,34—36,34	Grauer feiner Sand, wasserführend.

36,34—38,86	Schlemmsand, wenig Feldspat führend.
38,86—44,74	Tonmergel (? Geschiebemergel wie oben).
44,74—52,55	Grauer Geschiebemergel.
52,55—65,55	Schlemmsand mit Braunkohlenstückchen.
65,55—81,05	Geschiebemergel.
81,05—92,60	Grauer Sand, wasserführend.

III. Alte Jeetze (20,20 m über N. N.).

0,00— 1,50	Aufgefüllter Boden.
1,50— 2,50	Moorboden.
2,50— 3,00	Grober Kies.
3,00— 3,50	Toniger Geschiebemergel.
3,50— 4,10	Gelber Sand.
4,10— 37,85	Grauer Geschiebemergel.
37,85— 41,15	Grauer Grand mit wenig Wasser.
41,15— 43,78	Feiner Schlemmsand, wenig Wasser.
43,78— 57,36	Feiner Schlemmsand mit Kohlenstückchen, wenig Wasser.
57,36— 70,90	Geschiebemergel.
70,90— 81,25	Toniger Geschiebemergel.
81,25— 84,36	Grand mit viel Wasser.
84,36— 98,58	Heller Schlemmsand (? ? Tertiär).
98,58—112,50	Etwas dunklerer Schlemmsand, wahrscheinlich Tertiär.
112,50—122,50	Ganz dunkler Schlemmsand (tertiärer Grünsand) zuletzt Holz und Schwefelkiesstücke (Oberoligocän?)

Von einer anderen Bohrung in der Reichen Straße standen mir die Proben nicht zur Verfügung, doch ersieht man aus dem Bohrregister, daß die Verhältnisse ähnlich sind. Wir ersehen aus allem, daß die Geschiebemergelablagerungen in der Hauptsache in zwei größere Massen zerfallen, in eine obere, häufig durch mehr oder weniger mächtige Sandeinlagerungen in verschiedene Bänke zerfallende bis zu 34 m Mächtigkeit[1]), und in eine untere, wenig unterbrochene Abteilung bis zu 55 m Mächtigkeit. Zwischen beiden befinden sich große Sandablagerungen, die bei I 21,80 m, bei II 13 m, bei III 23,61 m Dicke erreichen. Ich bin nun geneigt, für diese Sande interglaziales Alter anzunehmen, ohne indessen strenge Beweise dafür zu haben. und den Geschiebemergel im Liegenden für unteren, den im Hangenden für oberen zu halten.

Der Sand bildet nicht nur den Hauptbestandteil der Kuppen,

---

[1]) Eine Reihe von Bohrungen bis zu 25 m Tiefe im O und NO der Stadt zur Wassererschließung bestätigt diese Verhältnisse.

sondern auch nicht selten der ebneren Flächen, die vor, in und hinter der Kiesmoräne liegen. Sehr oft ist er feinkörnig und dann fast immer von weißer Farbe, doch zeigt er auch vielfach gröbere Beschaffenheit und nimmt dann oft eine gelbliche Färbung an, die mitunter durch Eisenoxyd in rostbraun übergeht. Wenn der Sand sehr fein ist, dann ist er zumeist in wagerechten Schichten abgelagert und führt überdies recht wenig und recht kleine Gerölle; in dem Maße aber, wie sein Korn gröber wird, bevorzugt er die Kreuzschichtung und enthält größere Gerölle. Unter den gröberen Massen findet man alle Abstufungen vom Geröllgrand bis zum Geröllkiese. Letzterer hat manchmal so wenig feine Bestandteile, daß er einer Steinpackung gleicht. Eine Blockpackung derart, daß sich Hohlräume zwischen den einzelnen Steinen befinden („diakene Schichtung"), wie sie von Elbert[1]) in den Kiesmoränen und Wallbergen Vorpommerns und Rügens beobachtet worden ist, habe ich nirgends angetroffen und glaube den Grund dafür in der ausgedehnteren Beteiligung feineren Materials am Aufbau unserer Landschaft gefunden zu haben.

Die Geschiebe, Gerölle und Findlinge, die in und auf der Kiesmoräne vorkommen, weisen eine große Mannigfaltigkeit auf. Bei weitem überwiegen die kristallinen Gesteine, unter denen der Granit mit seinen vielen Abänderungen an erster Stelle steht. Auch Rappakiwi findet sich, aber, wie es scheint, im nördlichen Teile häufiger als im südlichen. Pegmatit tritt vereinzelt auf, dagegen ist Gneis wiederum recht häufig in allen Farben und Strukturformen, z. B. Augengneis, Zweiglimmergneis, Granitgneis u. s. w. Aus Granit und Gneis bestehen mit wenigen Ausnahmen die großen Findlinge, die nicht selten einen Meter Durchmesser erreichen und hauptsächlich die Gipfel und oberen Abhänge mancher Kuppen bedecken. Auch Porphyre und Porphyrite gehören keineswegs zu den Seltenheiten. Diorit und Diabas kommen ebenfalls vor, auch Basalt nach Holzapfel und Wiegers[2]). Letzterer hat eine Heimatsbestimmung von einer Reihe von Geschieben aus der Umgebung Lüneburgs vorgenommen, welche ergab, daß die Mehrzahl der untersuchten dortigen Geschiebe aus den ostschwedischen Landschaften Småland und Elfdalen stammt. Unter den sedimentären Gesteinen haben sich nur die widerstandsfähigen oder solche, die nur eine geringe Verfrachtung erlitten haben, erhalten. Es sind das in erster Linie die Quarzite, worunter sich die unterkambrischen Skolithen- und Eophytonsandsteine durch Häufigkeit auszeichnen. Kalkstein trat vielfach

[1]) a. a. O., S. 38.

[2]) Zur Kenntnis des Diluviums der Umgegend von Lüneburg. Zeitschr. f. Naturwissenschaften 72.

in den Hügeln bei Hitzacker auf; im Inneren der Landschaft war er recht selten. Er dürfte dem Silur angehören, wenigstens führt HOLZAPFEL Kalk mit Silurversteinerungen vom Elbufer an. Dem Tertiär sind wohl die verkieselten Hölzer sowie die Toneisensteine zuzuweisen. Alle bisher genannten Geschiebe übertrifft aber an Masse des Auftretens und an Verbreitung der senone Feuerstein. Seine Farbe ist meist grau oder schwarz, sein Umfang meist faust- oder kopfgroß; doch ist er unter dem Einflusse der Witterung häufig in kleine Splitter und Scherben gesprungen, sodaß es an manchen Orten fast den Eindruck macht, als habe es Feuersteine geregnet[1]). Erwähnenswert ist, daß sich kein geschrammtes Geschiebe gefunden hat. Wohl aber treten bisweilen die sog. Dreikanter auf, die darauf hindeuten, daß nach Herausbildung der Oberflächenformen und vor ihrer Besitzergreifung durch die Pflanzenwelt der Wind seine Wirkung ausgeübt hat.

Der Aufbau der Kiesmoräne läßt sich am besten an Profilen durch einzelne Kuppen zeigen.

Gleich an dem ersten Hügel an der Straße westlich von Carwitz, wohin der von Dannenberg Kommende gelangt, ist folgender Aufschluß zu beobachten.

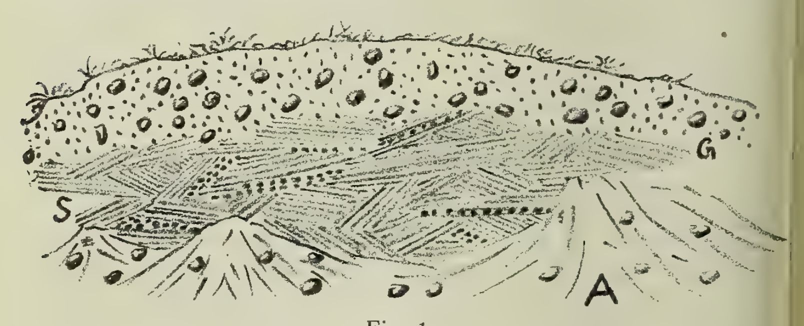


Fig. 1.
Aufschluß westlich von Carwitz.
G Grandmantel (Geröllkies), S Sand mit Kiesbänken,
A Abgerutschte Massen.

Unter einer Bedeckung von 1—1½ m Grand und Kies, in dem viele größere Gerölle eingebettet sind, und der jeglicher Schichtung entbehrt, liegt feinerer, Kreuzschichtung zeigender Sand, in den Bänke von Kies und Grand eingeschaltet sind, die jedoch nicht so große Steine enthalten wie die Deckschicht. Am

---

[1]) Über die Geschiebeführung siehe auch WAHNSCHAFFE, WIEGERS und HOLZAPFEL a. a. O.

Fuße dieser Kuppe tritt eine Quelle aus, sodaß wir mit großer Wahrscheinlichkeit Geschiebemergel als liegende wasserundurchlässige Schicht annehmen dürfen. Ein Schurf in der benachbarten Kuppe zeigt schon wieder ein etwas verändertes Bild; hier ist der Grandmantel nämlich nicht vollständig über dem Gipfel geschlossen.

Fig. 2. Aufschluß in einer Kuppe des Seißelberges nördlich vom Bahnhof Göhrde.

Ein anderes Profil (Fig. 2) sei von einer der Kuppen des Seißelberges mitgeteilt, nicht weit vom Bahnhof Göhrde. Die umhüllende Decke in diesem 4—5 m hohen Aufschlusse besteht hier aus Sand und Grand mit wenig Geröllen, ist oft nur eine Hand breit, nach den Rändern zu bis $1/2$ m mächtig und überlagert einen sehr feinen Sand, der teilweise gute Kreuzschichtung erkennen läßt, aber besonders im oberen Teile sich in vollkommen schwebender Lage befindet. In diesem Sande fanden sich keinerlei Steine. Derartige aus feinem Sande aufgebaute Kuppen treten häufiger auf und scheinen u. a. auch in Schottland eine große Rolle zu spielen. Die dort von Geikie an solchen Kuppen gemachten Erfahrungen lassen sich Wort für Wort auf die unserigen übertragen: „Hin und wieder stoßen wir auf einen großen Stein oder ein großes Geschiebe, in den Sand und Kies eingebettet, aber das ist keineswegs eine häufige Erscheinung; im Gegenteil, wenn Findlinge mit Kames zusammen aufgefunden werden, so lagern sie beinahe ausnahmslos auf den Gipfeln und Hängen dieser Hügel.“ [1]) Auch hier bildet wahrscheinlich Geschiebemergel das Liegende, denn er tritt mehrfach in der Umgebung auf, so beim Dorfe Pommoißel und in einer der östlichen Kuppen des Seißelberges, deren später noch Erwähnung getan werden soll.

[1]) James Geikie, The great Ice Age and its relations to the antiquity of Man. 1. Aufl. S. 231.

Sehr ähnliche Verhältnisse zeigt eine vorzüglich aufgeschlossene, ganz vereinzelte Kuppe beim Dorfe Tramm. Hier ließ sich beobachten, daß grobe Kiesmassen mit sehr vielen großen, wohl gerundeten Steinen die Unterlage des Sandes bilden.

Der Grandmantel hat, wie aus dem Gesagten hervorgeht, eine schwankende Mächtigkeit und Beschaffenheit. Er kann unter Umständen soweit zurücktreten, daß man nur noch von einer Grand- oder Steinbestreuung sprechen kann. Auch kann in der oft als grobe Kiesdecke ausgebildeten Grandschicht das feine Material derartig überhand nehmen, daß die Deckschicht von dem darunter liegenden Sande nur durch den Mangel an Schichtung und die Führung bisweilen recht vereinzelter Gerölle unterschieden werden kann. Die Steine in und auf der Grandschicht sind gemeinhin ganz gut abgerollt, zeigen aber mitunter auch geringere Spuren von Bearbeitung durch das Wasser, was namentlich bei den am weitesten nach Westen vorgeschobenen Kuppen von Timmeitz der Fall ist. Diese Kuppen liegen auf einer von Gülden her sanft aufsteigenden, wenig gewölbten Fläche, die nach Timmeitz zu recht steil abfällt. Eine solche Lage der Kuppen „gerade so, als wenn auf eine Kugelschale an verschiedenen Stellen Kalotten mit kleinerem Radius aufgesetzt wären“, schildert uns auch Elbert von Garz auf Rügen.[1])

Die Lagerung des Sandes ist im allgemeinen unabhängig von der Form der Kuppe, nur ein einziges Mal hatte ich Gelegenheit, das Gegenteil zu beobachten; nämlich bei Marwedel bei Hitzacker. Hier fällt der Sand nach außen ein, entsprechend der kuppelförmigen Gestalt der Oberfläche.

Nicht gerade sehr selten findet man auch Kuppen, die aus ganz wagerecht geschichtetem, ziemlich feinkörnigem Sande mit wenig Geröllen bestehen, wie das ein Aufschluß hinter der Mühle bei Darzau in ausgezeichneter Weise erkennen läßt.

Bei einer anderen Gruppe von Kuppen läßt sich der Nachweis erbringen, daß Geschiebemergel oder -lehm das Liegende bildet oder sich am Aufbau des einzelnen Hügels beteiligt.

Westlich von Plumbohm findet sich im Walde etwas abseits vom Wege nach Collase ein Aufschluß in einer Kuppe, deren Decke aus ungeschichtetem Geröllsande besteht, der von ungefähr 2 m mächtigem, Kreuzschichtung aufweisendem Sande unterlagert wird. Den Rest des Aufschlusses nach unten hin bilden mehrere Meter Geschiebemergel mit wenig Geschieben. Einen anderen Beleg dafür fand ich in einer Kuppe der Müssinger

---

[1]) Elbert a. a. O. S. 96.

Berge südwestlich von Gielau. Der Gipfel und die Abhänge waren mit Geröllgrand bedeckt, auf dem ziemlich viele große Blöcke herumlagen. In einer kleinen Grube am unteren Abhange war nun Geschiebelehm aufgeschlossen, dessen Hangendes $^1/_2$ m Geröllsand und -grand bildeten.

Dasselbe zeigte sich auch recht schön in einer flachen Geländewelle bei Schäpingen, einer Form, zu der die Kuppen dieser Gegend öfter herabsinken. Der bunte, geschichtete Sand, der an einer Stelle aufgebogen ist und den Grandmantel fast durchbricht, wird von Geschiebelehm unterteuft, der in einem kleinen Ausstich in der Sohle der Kiesgrube entblößt ist, was folgendes Profil zeigt. Es dürfte sich bei der Aufbiegung der Sandschichten um eine Störung durch Eisschub handeln. Bemerkenswert ist, daß der grobe Geröllgrandmantel stellenweise Spuren von Schichtung zeigt (Fig. 3).

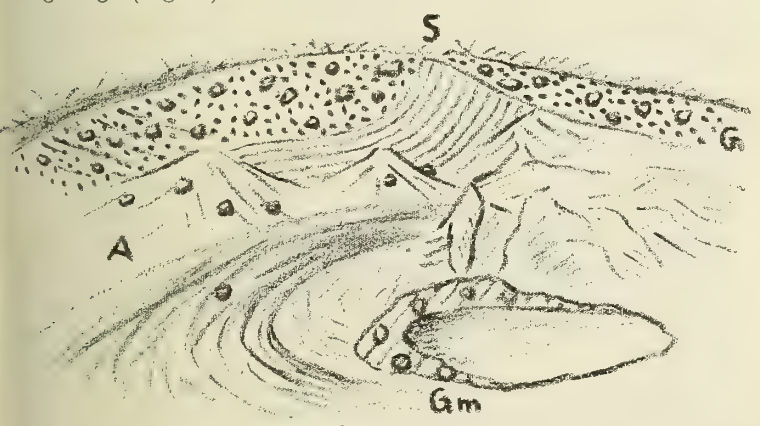


Fig. 3.
Aufschluß bei Schäpingen. Gm Geschiebemergel.

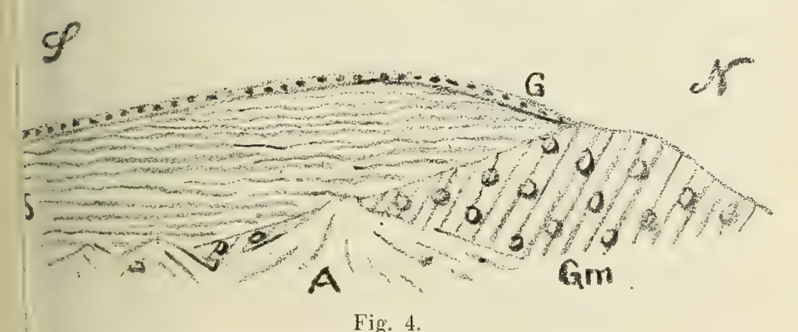


Fig. 4.
Aufschluß zwischen Nieperfitz und Dübbekold.

Ein anderer Aufschluß, der die Beteiligung des Geschiebelehms am Baue der Kiesmoräne zeigt, liegt am Wege von Nieperfitz nach Dübbekold. (Fig. 4). Die Deckschicht ist beinahe zu einer Grandbestreuung zusammengeschrumpft; der in leicht gewellten Schichten abgelagerte feine Sand schneidet mit einer auffällig scharfen Linie gegen den Geschiebelehm ab, der hier, wie schon erwähnt, die polyedrische Verwitterung zeigt und sich dadurch als inglazial erweist. Die gleichfalls schon genannte niedrige und halb abgetragene Kuppe am Wege von Serau nach Sarenseck (nicht weit von der Heerstraße nach Hitzacker) hat einen Kern von inglazialem Geschiebemergel, der von feinem Sande umlagert wird. Alles umhüllt dann wieder ein Mantel von Geröllsand.

Eigentümliche Verhältnisse zeigen einige Kuppen unmittelbar bei Schmardau. Man trifft zu oberst auf einen sehr schwach lehmigen Sand, worunter sandiger Lehm mit undeutlicher, sattelförmiger, dicker Bankung liegt. Der Lehm, der nach der Tiefe zu rasch tonhaltiger wird, geht nach der Seite schnell in Sand über, dessen feine Kreuzschichtung (z. T. auch wagerechte Schichtung) bei der starken Verstürzung nur stellenweis zu erkennen war. Der aus Geschiebelehm gebildete Teil der Kuppe nimmt die Westseite, der sandige, also ausgewaschene Teil die Ostseite ein. Die Deckschicht bildet eine dünne, ungeschichtete Sandlage, worin sich zahlreiche kleine mehr oder weniger stark vom Wasser bearbeitete Steine finden. Einige andere Aufschlüsse in dieser und in der benachbarten Kuppe zeigen genau dieselben Verhältnisse. In einer der Kuppen des Seißelberges gegenüber dem Dorfe Tangsehl bildet Geschiebelehm den Kern und reicht bis dicht unter den Gipfel, wo er eine dicke, undeutliche Bankung besitzt. Nach den Seiten geht er in feinen Sand über, dessen Schichtung sich bei der äußerst starken Verstürzung leider nirgends feststellen ließ. Ein kleiner Schurf am Fuße dieser Kuppe zeigte den Grandmantel mit vielen kleinen Geröllen. Ein derartiges Lagerungsverhältnis zwischen Geschiebemergel und seinen Auswaschungsrückständen wird auch von Chamberlin ganz ausdrücklich von einer Kiesmoräne von Wisconsin hervorgehoben [1]).

Die von Wahnschaffe aufgeworfene Frage, ob die obere Grandschicht an einigen Stellen durch Geschiebemergel ersetzt werde [2]), glaube ich verneinen zu dürfen, weil ich nur an einem

---

[1]) Thomas C. Chamberlin, Hillocks of angular Gravel and disturbed Stratification. American Journal of Science. 1884.

[2]) a. a. O. Oberflächengestaltung. S. 161.

einzigen Aufschlusse, bei Corvin, eine Stelle in der Deckschicht fand, wo ein sandiger Geschiebelehm auftrat. Da er jedoch hier eine recht geringe Ausdehnung hatte, so handelt es sich nach meiner Überzeugung nur um eine geringfügige, eingeschlossene Scholle. Dagegen bin ich geneigt, aus den angeführten Tatsachen den Schluß zu ziehen, daß Geschiebemergel oder -lehm wenigstens in einem großen Teile des Gebietes das Liegende der Kiesmoräne bildet. Das würde beides auch mit den von CREDNER an den Leipziger Hügeln beobachteten Tatsachen vollkommen in Einklang stehen[1]).

Einen Zusammenhang zwischen der äußeren Form und dem aufbauenden Material, wie ihn JAMES GEIKIE dargestellt hat[2]), daß nämlich sanfte Formen (und zarter Pflanzenwuchs) auf feinen Sand und scharfe Kuppen und Rücken (mit grobem Pflanzenwuchs) auf groben Kies und Geröll hinwiesen, konnte ich zwar gleichfalls feststellen, aber keineswegs ausnahmslos. Von einer Abhängigkeit der Pflanzenwelt im oben angedeuteten Sinne kann vollends keine Rede sein, weil unsere Kiesmoräne nur harte, widerstandsfähige Gewächse trägt.

Die innerhalb der Kiesmoräne liegenden, mehr oder weniger ebenen Flächen sind natürlich von ganz verschiedener Größe. In der schon genannten Ebene zwischen Schmardau und dem Dragahn fanden sich dort, wo der Boden aufgepflügt war, Unmassen von Geschieben in allen Größen. Der Steinreichtum muß früher noch beträchtlicher gewesen sein, denn man hat schon sehr viel davon zu allerhand Bauzwecken verwandt. Die von den Hügelzügen von Schutschur und Tiesmesland eingeschlossene Fläche faßt HOLZAPFEL[3]) als eine alte von Strandkieszügen umsäumte Meeresbucht auf; mit Unrecht, denn sie ähnelt durchaus der eben beschriebenen. Zudem wird der Boden in der Umgebung von Witzetze auf Strecken hin von Geschiebemergel gebildet, ein Umstand, der seine glaziale Entstehung außer Zweifel stellt. Die „Einrisse" von Harlingen und Quarstedt, die nach HOLZAPFEL gleichfalls Meeresbuchten sein sollen, sind dagegen nichts weiter als Erosionstäler. Das Tal des Mühlenbaches bietet zwischen Moislingen und Darzau mit seinen zahlreichen Flußschlingen, seinem völlig ebenen Boden und den steil am Rande aufsteigenden Grandkuppen ein modellartiges Bild dafür. Auch dort, wo sich das Tal wie bei Quarstedt zu einer etwas größeren Ebene erweitert, erklärt Erosion diese Erscheinung gut; denn trotzdem der Mühlenbach nur ein

[1]) a. a. O.
[2]) a. a. O.
[3]) a. a. O.

geringfügiges Rinnsal ist, muß man ihm bei seinem Gefälle und seiner außerordentlich schnellen Strömung eine derartige Einwirkung auf das Gelände zuschreiben, das ja doch nur aus lose aufgeschütteten Bildungen besteht. Nicht anders liegt der Fall beim Harlinger „Einriß".

Ebenso unhaltbar sind die anderen Ansichten Holzapfels. Das Aufreißen einer Spalte im Elbtale, wie sie Holzapfel zur Erklärung der Hügellandschaft fordert, wäre an sich nichts Unmögliches; hat doch Müller[1]) bei Boizenburg und Lauenburg, also wenig nordwestlich von Neuhaus, wo die vorausgesetzte Spalte unter der Düne liegen sollte, tektonische Störungen sehr jungen Alters nachgewiesen. Neuhaus liegt aber in der Luftlinie rund 50 km nördlich von dem südlichsten Punkte, wo ich in zusammenhängender Reihe Teile der Kiesmoräne aufgefunden habe. Wäre es nun das aus der Spalte herausgequollene Grundwasser, das die Oberflächengestaltung hervorgebracht hätte, so hätte es bei Müssingen nicht mehr dieselbe Kraft haben können wie am Elbufer, einmal der Entfernung wegen und dann, weil das Land langsam, aber stetig ansteigt, das Wasser also auf eine schiefe Ebene hinaufgeschossen wäre. Die Kiesmoräne weist aber hier wie da dieselben Erscheinungen auf.

Über die Entstehung einer solchen Kiesmoränenlandschaft gingen die Meinungen ziemlich weit auseinander. Die einen, James Geikie[2]) an der Spitze, nahmen ursprünglich an, daß sich das Land nach dem Rückzuge der Gletscher bis unter den Meeresspiegel gesenkt habe und daß dort die Auswaschung des Moränenmaterials und seine Auftürmung zu den Hügeln, als die sie uns heute entgegentreten, wie Geikie meinte, durch reißende Meeresströmungen bewirkt worden sei, die in engen Kanälen zwischen den Inseln, d. h. den noch über Wasser verbliebenen Teilen des untergetauchten Landes, einherbrausten. Jamieson[3]) glaubte, daß der Moränenschutt, ausgewaschen durch auf dem Eise fließende Bäche, sich zunächst an die Gletscherstirn gelehnt habe und bei weiterem Abschmelzen des Eises zu solchen Hügeln zusammengesunken sei. Durhams Versuch, die Formen der Kiesmoränenlandschaft durch die Wirkung von Regen und Flußwasser zu erklären, ist bereits von Holmes[4]) zurückgewiesen worden. In neuester Zeit dürfte jedoch die Ansicht Chamberlins[5]) ziemlich allgemein zur Geltung gekommen sein, wonach

---

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1899 S. LVII.

[2]) The great Ice Age.

[3]) On the Last Stage of the Glacial Period in North Britain. Quarterly Journal **30**. S. 328.

[4]) On Eskers or Kames. Geol. Magazine **10**. 1883 S. 438.

[5]) Hillocks of angular Gravel.

die Kiesmoräne in Verbindung mit den typischen Endmoränen oder als deren selbständige Vertreterin erscheint und durch die Schmelzwässer des weichenden Inlandeises zu dem gemacht wurde, was sie heute ist.

Daß auch hier im östlichen Hannover die Kiesmoränenlandschaft einer Endmoräne entspreche, wurde, wie schon bemerkt, bereits von Wahnschaffe vermutet, und ich möchte mich dieser Ansicht rückhaltlos anschließen. Dafür sprechen schon die Lage, die die Hügel als Randgebilde des Inlandeises kennzeichnet, und die Erstreckung quer zur Oberflächenneigung des Geländes. Ich glaube nun, daß man vier Staffeln dieser Endmoräne unterscheiden kann, deren Lage etwa durch folgende Örter gegeben ist: die erste umfaßt die Kuppen von Walmsburg an westlich vom Mühlenbach und den Seißelberg; die zweite schließt die Hügel um Schutschur ein und erstreckt sich über Sammatz und Nieperfitz zur Göhrde. Die dritte oder Hauptstaffel beginnt bei Tiesmesland und zieht sich über Govelin, Plumbohm, Dragahn, den Mützinger Berg, die Wüste Prezier, Starrel und Loitze zu den Müssinger Bergen hin. Sie ist stellenweise selber wieder in untergeordnete Staffeln aufgelöst und erreicht bisweilen eine ansehnliche Breite. Als letzte Staffel fasse ich die Kuppen auf, die westlich von der Straße von Lüchow nach Hitzacker zerstreut liegen, einschließlich der Hügel bei Hitzacker. Zwischen diesen einzelnen Staffeln finden sich natürlich auch kleinere Gruppen oder vereinzelte Kuppen. Diese Kiesmoränenzüge bilden nur einen Teil eines großen westelbischen Endmoränenbogens, von dem bereits mehrere andere Teilstücke bekannt geworden sind. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß wir dahin die Zichtauer oder Hellberge in der Altmark zu rechnen haben, die durch einzelne Hügel in Verbindung stehen mit den Steinwällen und Blockpackungen der Letzlinger Heide, die schon von Keilhack[1]) als Endmoränen angesprochen sind. Weiter gehören hierher auch die Geschiebewälle, die Gruner[2]) bei Lüderitz und Nahrstedt im Stendaler Kreise aufgefunden hat. Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. Wiegers schließen sich an die Hellberge auch die Endmoränenzüge der Calvörder und Neuhaldenslebener Gegend an und vermitteln dadurch die Verbindung dieser Teile mit den Endmoränen, die durch die geologischen Aufnahmearbeiten auf dem Fläming bekannt geworden sind.

Es fragt sich nun, welcher Art die Bedingungen waren,

---

[1]) Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebiets. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1898 S. 94.

[2]) Blatt Lüderitz 1887 S. 20 u. 21.

unter denen sich die Endmoräne hier als Kiesmoräne ausbildete, ob sie sich im wesentlichen noch an Ort und Stelle befinde, und wie wir das Auftreten der ungeschichteten Hülle, des Grandmantels, um die gut geschichteten Bildungen zu erklären haben.

Daß die Bedingungen für die Entstehung der Kiesmoräne örtlicher Natur sein müssen, geht schon daraus hervor, daß die Kiesmoräne die typische Endmoräne nur stellenweise vertritt oder mit ihr zusammen vorkommt. In seiner schon mehrfach angeführten Arbeit „Hillocks of angular Gravel“ sagt denn auch Chamberlin: „Die bildende Kraft oder Vereinigung von Kräften muß auf einmal örtliche Sortierung und örtliche Anhäufung des sortierten Materials hervorgebracht haben, oder mit anderen Worten, die sortierenden Wasser müssen in ihrer auswaschenden Tätigkeit beschränkt und konzentriert und zugleich so eingezwängt gewesen sein, daß sie ihr Material in Hügeln aufhäuften, dessen Ablagerung mehr durch die einzwängende Kraft als durch irgend eine Form örtlicher Topographie oder anderer vorhandener Bedingungen bestimmt wurde.“ Daraus geht eigentlich schon hervor, daß sich die Kiesmoräne im wesentlichen noch am Orte ihrer ersten Ablagerung befindet, ein Schluß, wofür auch die Kuppen mit Geschiebemergelkern oder die nur zu einem Teile umgelagerten Kuppen (z. B. bei Schmardau) sprechen. Daß wir in diesem einen Falle keine geschrammten Geschiebe mehr finden und die Geschiebe mit außerordentlicher Deutlichkeit die Spuren der Bearbeitung durch Wasser zur Schau tragen, wird nicht Wunder nehmen, wenn man sich der Beobachtung Keilhacks[1]) auf Island erinnert, welcher feststellen konnte, daß „ein noch so unbedeutender Wassertransport alle Spuren des Eistransports vernichtet.“ Und wir werden sehen, daß wir starke Schmelzwasserwirkung anzunehmen haben. Das Hindernis, das die Schmelzwasserströme einzwängte, sieht Chamberlin im Eise selber und denkt an verschiedene Arten der anhäufenden Tätigkeit, „indem sie mitunter rein randlich waren und die Anhäufung stattfand an den Gletschertoren, bisweilen innerhalb der Wände subglazialer Tunnels oder schmaler randlicher Eisschluchten, und manchmal vielleicht am Grunde von Gletschermühlen, so nahe dem Rande des Gletschers, daß ihre Erzeugnisse nicht mehr der Zerstörung durch nachfolgende mechanische Tätigkeit des Eises anheimfielen.“ Zu ähnlichen Ansichten bekennt sich auch Baltzer[2])

---

[1]) Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1883.

[2]) Beiträge zur Kenntnis diluvialer Gletschergebiete. Mitteil. naturforsch. Ges. Bern aus dem Jahre 1899. Bern 1900, S. 54 ff.

bei der Besprechung derartiger Diluvialbildungen in der Schweiz. Nun nehmen wir aber mit GEINITZ an, daß der Wirkung des strudelnden Wassers in den Gletschermühlen die Entstehung der Sölle zuzuschreiben sei. Ich möchte deshalb bezweifeln, daß wir von ein und derselben Äußerung einer Kraft einmal eine aushöhlende, das andere Mal eine aufhäufende Tätigkeit erwarten dürfen. Wir wissen nun ferner, daß die Radialkames (erst ELBERT hat das kürzlich wieder gezeigt) aus der zeitweiligen Auflösung während oder am Ende des Verlaufes der Wallberge oder Åsar, hervorgehen, und diese Enden werden natürlich oft innerhalb einer Endmoräne liegen. Für solche hätten wir wohl die Bildung „innerhalb der Wände subglazialer Tunnels" anzunehmen. Weil sich nun aber in unserer Landschaft auch nicht eine Spur eines Åsrückens zeigt, so schließe ich für diesen besonderen Fall auch diese Erklärung aus. Es käme also von den angeführten Arten nur noch die Entstehung vor den Gletschertoren und in randlichen Eisschluchten, oder wie BALTZER sagt, „dort, wo der Gletscher gelappt war," in Frage. WARREN UPHAM[1]) glaubt, daß die Bildung einiger Kieskuppen in der Endmoräne von Minnesota an den Stellen stattgefunden habe, wo Flüsse von den konvergierenden Eisflächen herunterströmten, scheint aber im übrigen auf dem Standpunkte CHAMBERLINS zu stehen.

Ich möchte mir nun die Entstehung der Kiesmoränenlandschaft folgendermaßen vorstellen. Die Bedingungen dafür waren rein örtlicher Art und dort gegeben, wo der Gletschersaum durch randliche Eisschluchten stark zerklüftet war und viele Bäche und Rinnsale vom Eise herabflossen. In diesen Eisnischen häufte sich der herausgeschmolzene Schutt der Innenmoräne an. Auf dem Eise bildeten sich in den Randgebieten Schuttbänder, die von aufwärts gebogenen Schuttlagern herstammten, wie sie SALISBURY[2]) auf dem grönländischen Inlandeise hat beobachten können. Dieser Schutt wurde von den Oberflächenwassern bearbeitet, abgerollt und hinuntergespült und bildete nun einen Bestandteil des im Entstehen begriffenen Hügels. All diese Schuttmassen wurden von den sub- und supraglazialen Schmelzwassern gründlich bearbeitet, mehr oder weniger sortiert und geschichtet. Wo die Innenmoräne sehr tonige Massen ablagerte und die Auswaschung aus irgend einem Grunde geringfügig war oder erst nach der Ablagerung eines Hügelchens von Geschiebe-

---

[1]) The Glacial Lake AGISSIZ. Monographs U. S. Geol. Survey, 25. 1896, S. 157, 160, 179.

[2]) Salient Points concerning the Glacial Geology of North Greenland. Journal of Geology. Chicago. 4. S. 795—799.

Lissa

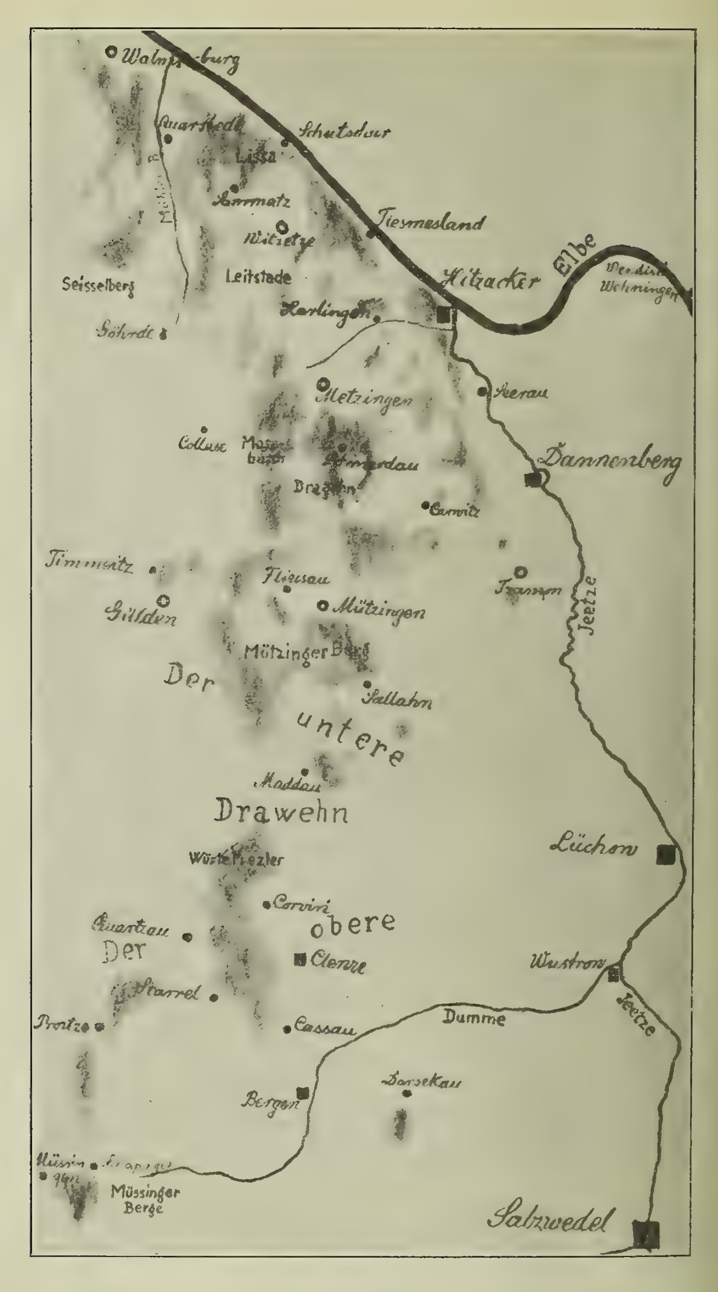


Fig. 5.
Übersichtskarte der osthannöverschen Kiesmoränenlandschaft.

mergel einsetzte — wie bei den mehrfach genannten Kuppen von Schmardau, an denen nur die dem Eisrande zugekehrte Seite ausgewaschen wurde — erhielten sich ein Kern oder Partieen von Geschiebelehm. Einmal mußte sich aber der Eissaum soweit zurückziehen, daß weder das ausschmelzende Material der Innenmoräne noch der von den Bächen oder Rinnsalen von oben herabgespülte Schutt auf den Hügel fiel. Es blieb somit das, was zuletzt aufgeschüttet wurde, in dem Zustande liegen, wie es abgelagert wurde und wurde nicht mehr umgearbeitet und geschichtet. Je nachdem nun in diesem letzten Zeitabschnitt durch die Oberflächengewässer viel oder wenig und feines oder grobes Material hinabgelangt war, entstand ein dicker oder dünner, sandiger oder kiesiger Grandmantel. War zuletzt sehr viel toniges Material hinaufgeraten und die Auswaschung geringfügig gewesen, so konnte sich eine Lehmkappe erhalten, wie sie Salisbury[1]) von gewissen Kieskuppen von New Jersey beschreibt. Wo aber derartig grobes Material ausschmolz, daß es sich nicht mehr schichten ließ, entstanden die den Blockpackungen der normalen Endmoräne entsprechenden Kuppen aus wirrem Haufwerk von Gletscherschutt, wie sie Chamberlin, Geikie, Credner u. a. beschrieben haben. Wenn nun der Gletscher wieder einen kleinen Vorstoß machte, so konnten solche Aufpressungen der Grundmoräne entstehen, wie sie Wahnschaffe[2]) bei Metzingen beobachtet hat, und solche Störungen, wie sie Fig. 3 zeigt. Ob nun freilich diese oder irgend eine andere Erklärung die richtige ist, wird sich wohl erst dann mit Sicherheit feststellen lassen, wenn man die Entstehung solcher Oberflächenformen, wie sie hier beschrieben sind, am heutigen Inlandeise beobachtet hat, was meines Wissens bisher noch nicht der Fall ist.

---

[1]) Report on Surface Geology for 1894. Annual Report of the State Geologist of New Jersey for the year 1894. Trenton. S. 203 u. 214.

[2]) Oberflächengestaltung S. 161.

3. Aufschlüsse der neuen Bahnlinie Reinerz-Cudowa (Grafschaft Glatz) in der Kreide-Formation, im Rotliegenden und im Urgebirge.

Von Herrn Kurt Flegel.

(Vorläufige Mitteilung.)

Berlin, den 2. Februar 1905.

Die neue Bahnlinie Reinerz-Cudowa, deren Bau wegen einer zu überwindenden Höhendifferenz von ca. 200 m auf eine verhältnismäßig kurze Strecke nur unter großen Schwierigkeiten vor sich gehen konnte, hat eine Anzahl neuer interessanter Aufschlüsse im Urgebirge, im Rotliegenden und in der Kreideformation geschaffen, deren Erörterung den Zweck dieser Zeilen bildet [1]).

Der Bahnhof von Reinerz [2]) liegt nördlich der Stadt in der Gemeinde Romsgasse am Südabhange des Ziegelberges in einer Seehöhe von 560 m. Er steht auf einem dem Unter-Turon angehörigen harten blaugrauen Plänerkalke, aus dem das geolog. Museum Breslau *Inoceramus hercynicus* Petraschek besitzt. Durch die eindringenden Wässer ist das am Bahnhofe anstehende Plänergestein bereits entkalkt worden und hat gelblich-braune Farbe angenommen. Besonders deutlich fallen hier die kugeligen, kalkigen Mineralkonkretionen des Pläners in die Augen.

Die ersten Aufschlüsse der in einem flachen Bogen nach Nordwesten sich hinziehenden Bahnlinie zeigen den Pläner in nur wenig geneigter Lage. Auffällig ist eine WNW gerichtete deutlich ausgeprägte Transversalschieferung des Pläners genau westlich von der höchsten Erhebung des Ziegelberges. Sie liegt in der direkten Fortsetzung einer von Leppla [3]) kartierten Verwerfung Hermsdorf-Kol. Klinkei und dürfte einer in dieser Richtung erfolgten Zerreißung der Gesteinsmasse entsprechen.

---

[1]) Eine erste Begehung der Bahnlinie bis zum Tunnel von Keilendorf unternahm Verfasser bereits im September 1903 mit Herrn Prof. Dr. F. Frech. Von der durch Herrn Bezirksgeologen Dr. R. Michael im Juli 1904 erfolgten amtlichen Aufnahme der Bahnlinie hat Verfasser erst bei der Drucklegung dieser Zeilen durch genannten Herrn selbst Kenntnis erhalten. Trotz der Bereitwilligkeit des Verfassers, vorliegende vorläufige Mitteilung sofort zurückzuziehen, erklärte sich Herr Dr. R. Michael in äußerst liebenswürdiger Weise dennoch mit der Veröffentlichung einverstanden.

[2]) Die Stadt Reinerz liegt in 540 m Seehöhe, das Bad in 535 m, wobei der Mittelpunkt als maßgebend für die Angabe genommen ist.

[3]) Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. H. 32.

An dem Nordabhange des Hohen-Berges beschreibt die Bahnlinie einen nach Süden geöffneten Bogen und lenkt nach Südwesten um in der Richtung auf die Kolonie Ratschenberg zu Auch hier besitzt der Pläner nur ein flaches Einfallen von 4^0—6^0 nach ONO. Unter den Kluftrichtungen herrscht immer noch die WNW-Richtung vor. Wieder macht die Bahnlinie eine Umbiegung nach NW und taucht bei den ersten Häusern von Keilendorf in den Pläner des Ratschenberges hinein. Letztgenannter Berg wird von einem etwas über 600 m langen Tunnel durchfahren.

Nur wenige Meter von dem nördlichen Ausgange des Tunnels grenzen die Kreideablagerungen infolge einer Verwerfung, des Reinerzer Randbruches [1], unmittelbar an Glimmerschiefer. Leider war es mir bei einer Begehung der Bahnlinie im September vorigen Jahres nicht mehr möglich, den Kontakt zwischen der Kreide und dem Glimmerschiefer zu sehen, da die Bruchzone in Druck gekommen und bereits vermauert war. [2]) Am Ausgange des Tunnels selbst bilden die bis 6 m hohen Aufschlüsse von Glimmerschiefer einen prachtvollen Anblick der durch Tangentialdruck stark gepreßten und gequetschten Partien.

Die Bahnlinie zieht sich dann eine weite Strecke zwischen der Mittel-Koppe und dem Ratschenberge an dem Flecken Keilendorf entlang und beschreibt um den letztgenannten Berg einen großen nach Süden geöffneten Bogen, der den Ratschen wie drei Seiten eines Vierecks umfaßt. Bis zu dem Dorfe Hallatsch liegen sämtliche Bahneinschnitte im Glimmerschiefer, dessen Nordwest gerichtetes Fallen zwischen 30^0 und 70^0 schwankt.

Etwa 200 m westlich von der Fahrstraße Hallatsch-Löschnei durchschneidet die Bahnlinie einen äußerst mannigfachen Wechsel von Granit und Glimmerschiefer, in dem sich alle möglichen Übergänge beider Gesteine über Gneis finden, wobei noch wenig mächtige Schichten von Phyllit zwischen gelagert sind. Ein ca. 100 m mächtiges Lager von rotem Granit schließt diesen interessanten Wechsel. Auch über Tage kann man den Wechsel von

---

[1]) In einer früheren Arbeit („Über das Alter der oberen Quader des Heuscheuergebirges“, Centralblatt f. Min. etc. 4. Nr. 13 S. 399) habe ich diesen Bruch „Reinerzer Quellenspalte“ genannt. Da die Reinerzer Quellen jedoch auf einem ganzen System von Brüchen aufsitzen, von denen der in Frage stehende der westlichste ist, dürfte der Name „Reinerzer-Randbruch“ passender sein.

[2]) Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. MICHAEL ist durch den Tunnel an der Grenze der Kreideablagerungen und des Glimmerschiefers eine allerdings nur wenig mächtige Schicht des cenomanen Plänersandsteins aufgeschlossen worden.

Granit und Glimmerschiefer gut beobachten, so z. B. auf dem Wege von Löschnei nach Lewin.

Ehe die Bahnlinie auf den Sindermanns-Berg zu nach Südwesten umbiegt, durchschneidet sie zwischen Tanz und Löschnei einen ca. 100 m breiten Streifen Wald. In diesem stehen 250—300 m mächtig unter 70° steil aufgerichtete alte Phyllite (Glatzer Urschiefer) nach WNW einfallend an. Etwa 500 m weiter westlich ist durch einen tiefen Bahneinschnitt ein in Granit eingebettetes Lager von rotem Toneisenstein erschlossen worden. Diese Roteisensteine bilden ein NNW—SSO streichendes gangförmiges Vorkommen von ca. 150 m Mächtigkeit, das wahrscheinlich auch in die ewige Teufe noch eine bedeutende Ausdehnung besitzt. Eine Schichtung oder regelmäßige Lagerung ist nicht zu erkennen. Leider läßt der geringe Gehalt dieses Gesteins an Eisen[1]) und der Umstand, daß es nicht kalkhaltig ist, um als Zuschlag Verwendung zu finden, eine Konkurrenz mit den oberschlesischen Eisenerzen nicht zu. Dazu kommt noch, daß dieses Eisenerzvorkommen in dem Quellschutzgebiet von Cudowa liegt, in dem laut Verfügung des Königl. Oberbergamtes zu Breslau alle Schürfarbeiten untersagt sind. Die Entstehung dieses Eisenerzes dürfte vielleicht durch Infiltration von unten zu erklären sein. Denn der Granit, in welchen der Roteisenstein eingebettet liegt, grenzt infolge einer Verwerfung westlich an Rotliegendes. Auf dieser in der Literatur[2]) schon bekannten Dislokationskluft können die eisenhaltigen Wässer emporgedrungen sein und den in aufgerichteter Lagerung anstehenden Tonschiefer durch Infiltration in Toneisenstein umgewandelt haben.

Die folgenden tiefen Bahneinschnitte haben den von Groß-Georgsdorf über Tanz nach Lewin sich hinziehenden Streifen von Rotliegendem aufgeschlossen. Mehr oder weniger steil aufgerichtete Schichten von rotem Sandstein stoßen infolge eines vorkretazischen Bruches, der „Cudowaer-Quellenspalte", im Westen an stark gepreßte und gequetschte Schichten eines graublauen mergelig sandigen Tonschiefers. Die Grenze zwischen dem Rotliegenden und dem Urtonschiefer hebt sich auf der frisch angeschnittenen Fläche als gerade Linie scharf ab. Über beiden Gesteinen und über der Bruchspalte lagert eine nur wenig (etwa

---

[1]) Nach einer freundlichen Mitteilung seitens der höheren Beamten des Bahnbaues enthält das Gestein 30 % Fe.

[2]) R. Michael, Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa und Lewin. Diese Zeitschr. 1893.

W. Petrascheck, Die Mineralquellen der Gegend von Nachod und Cudowa. Jahrb. k. k. geolog. R.-A 1903, **53.** S. 463.

4°—10°) nach Westen geneigte Decke von cenomanem Plänersandstein. Die Kreide ist also hier nicht abgesunken[1]), sondern transgrediert ungestört über Rotliegendes und Urtonschiefer. Die Absinkung der Rotliegendschichten ist daher vor der Ablagerung der Kreide und nach der Ablagerung des Rotliegenden erfolgt. Mithin bildet das Rotliegende hier einen tektonischen Graben, der von zwei annähernd parallelen präkretazischen Brüchen begrenzt wird. Wenn ein Analogieschluß mit dem Rotliegenden auf der Nordseite des Heuscheuergebirges, den Ablagerungen von Braunau, Wünschelburg und Neurode, zulässig ist, so dürften die tektonischen Vorgänge im Rotliegenden bei Lewin gleichaltrig sein mit den Verwerfungen des nördlichen Rotliegenden.

Petrographisch sind die in Frage stehenden Schichten sehr verschieden entwickelt. Feine rote Sandsteine wechseln mit mehr oder weniger groben Konglomeraten. Infolge der Absinkung ist die Lagerung ziemlich gestört. Sowohl die Richtungen als auch die Winkel des Einfallens ändern sich rasch. Erstere schwanken zwischen SO und NO, letztere zwischen 15° und 40°. Die Mächtigkeit dieser Rotliegendschichten dürfte nicht bedeutend sein. Denn schon in einem Bahneinschnitt am Nordabhange des Sindermann-Berges zeigen sich zwei kuppelförmig aufgetriebene Massen von grünem, fettigem, sehr stark gequetschtem Urtonschiefer (Talkschiefer), welche von rotliegenden Sandsteinkonglomeraten diskordant überlagert werden.

Nachdem die Bahnlinie noch einmal infolge einer großen Schleife[2]) westlich vom Sindermannsberge den Kontakt zwischen Rotliegendem, Urtonschiefer und der Kreideformation allerdings nicht mehr in derselben Deutlichkeit aufgeschlossen hat, biegt sie beim Birken-Busch nach Südwesten in die Cudowa-Lewiner Kreidescholle ein, um diese nicht mehr zu verlassen. Neue Aufschlüsse im Plänersandstein sind hier nicht geschaffen worden. Hingegen ist der Pläner des Galgenberges durch den bereits erwähnten

---

[1]) PETRASCHECK ist der Ansicht a. a. O. S. 463, daß „aus der Gegend von Lewin kommend, in der Richtung auf Cudowa zu ein Randbruch der Kreide verläuft, der im Pläner auszuklingen scheint".

[2]) Auf dem Sindermannsberge befindet sich die Bahn in einer Seehöhe von 530 m, der Bahnhof Lewin liegt nur noch 440 m hoch. Da der Bahnhof Lewin vom Sindermanns-Berge (Luftlinie) nur 1800 m entfernt liegt, hätte die Bahn eine Steigung resp. Fall von 1 : 20 zu überwinden. Die höchst zulässige Neigung für Adhäsionsbahnen ist jedoch 1 : 40. Die Bahnlinie muß also Kurven und große Schleifen, die fast dreiviertel Kreise betragen, beschreiben, um die Höhendifferenz auszugleichen. Aus demselben Grunde war man gezwungen, durch den Galgenberg einen zweiten Tunnel zu treiben und das Tal von Lewin vermittelst eines hohen Viaducts zu überbrücken.

Tunnel gut aufgeschlossen. Der Pläner ist flach gelagert, sein Einfallen beträgt $4^0 - 10^0$ nach Westen. Dicht vor dem Nordeingang dieses Tunnels ist der Pläner vielleicht infolge einer noch nicht bekannten Störung[1]) zu dunkelblaugrauem Letten zerquetscht, in welchem sich walzenförmige Konkretionen von strahligem Pyrit finden.

Bei dem großen Viaduct auf der Nordseite der Chaussee Lewin-Sackisch stehen noch einmal die alten Tonschiefer an.

Ganz unerwartet wurde in dem sich südwestlich vor die Stadt Lewin legenden Hügel durch die neue Bahn ein Vorkommen von Gabbro angeschnitten, das über Tage nicht ansteht. Michaels Karte zeigt an dieser Stelle Urtonschiefer. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine Intrusion von Gabbro in den Urtonschiefer. Jedenfalls bildet dieses neue Gabbrovorkommen ein interessantes Gegenstück zu dem Neuroder Gabbrozug[2]).

Der Bahnhof Lewin steht bereits wieder auf Plänersandstein, und alle folgenden Aufschlüsse der neuen, jetzt eine annähernd gerade Linie bildenden Bahn bis Sackisch liegen im Pläner, der eine ruhige ungestörte Lagerung mit flachem Einfallen nach Westen besitzt.

Die Aufschlüsse der neuen Bahnlinie haben also teils in der Literatur über diese Gegend bereits bekannte Tatsachen bestätigt, teils neue besonders in tektonischer Beziehung wichtige Ergebnisse geliefert, die im folgenden noch einmal kurz zusammengestellt werden sollen:

1) Infolge einer Verwerfung, des „Reinerzer Randbruches“, grenzen die Ablagerungen der Kreideformation bei Keilendorf unmittelbar an Glimmerschiefer.

2) Bei Löschnei geht der Glimmerschiefer mit auskeilender Wechsellagerung in Granit über, der ein Lager von Roteisenstein in sich schließt.

3) Der von Groß-Georgsdorf über Tanz nach Lewin sich hinziehende Streifen von Rotliegendem bildet einen von zwei an-

---

[1]) Bemerkenswerterweise fand der Verfasser in der streichenden Fortsetzung dieser Lettenkluft nach Nordwesten südlich von Neu-Sackisch auf dem Wege von letztgenanntem Ort nach Schloß Gellenau verhältnismäßig steiler aufgerichtete und widersinnig nach NO einfallende Pläner, während die Kreideablagerungen von Cudowa-Lewin im allgemeinen sonst nach SW einfallen. Auch in einem kleinen, im vorigen Sommer im Betriebe gewesenen Plänerbruche südwestlich von Neu-Sackisch finden sich Pläner mit 35^0 Einfallen nach NO aufgeschlossen.

[2]) Herr Professor Dr. Milch (Breslau) hat eine petrographische Bearbeitung der äußerst interessanten Gesteine dieser Gegend in Aussicht gestellt.

nähernd parallelen präkretazischen Brüchen begrenzten tektonischen Graben. Der westlichste dieser beiden Brüche ist die „Cudowaer Quellenspalte“.

4) Südwestlich von Lewin, dicht an der Stadt, ist ein neues Gabbrovorkommen angeschnitten worden.

---

4. Entgegnung auf Herrn BLANCKENHORNS Bemerkungen zu meinem Vortrage: Über diluviale Flussschotter aus der Gegend um Neuhaldensleben, als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge.

Von Herrn FRITZ WIEGERS.

Berlin, den 28. Februar 1905.

In der Sitzung der deutschen geologischen Gesellschaft am 11. Januar sagte Herr BLANCKENHORN[1]) in der Diskussion meines Vortrages: „Die beiden ersten herumgereichten Feuersteinstücke aus dem besprochenen Interglacial von Neuhaldensleben haben mich an sich in Anbetracht des Fehlens charakteristischer Dengelung der Ränder und deutlicher Schlagnarben noch nicht von ihrer Natur als Artefakte des Menschen zu überzeugen vermocht. Doch will ich damit durchaus nicht bestreiten, daß dort keine[2]) Eolithe vorkämen. Ich bedaure nur, daß Herr WIEGERS nicht mehr und bessere Proben vorgelegt hat, so wie seinerzeit Herr HAHNE solche in einer Sitzung der hiesigen anthropologischen Gesellschaft aus dem Interglacial von Magdeburg vorwies, das den Beschreibungen nach stratigraphisch denselben Horizont repräsentiert.“

Zunächst hatte ich vorher erwähnt, daß die menschlichen Artefakte in der Hundisburger Kiesgrube von Herrn Dr. FAVREAU in Neuhaldensleben in größerer Zahl gesammelt seien und von ihm in der Sitzung der Berliner Gesellschaft für Anthropologie am 21. Januar 1905 besprochen würden, sodaß ich mich damit begnügen könne, eine Photographie der besten Stücke FAVREAUS in natürlicher Größe und zwei gelegentlich von mir gefundene Artefakte zu zeigen. Das größere dieser beiden Stücke, dem nach Ansicht Herrn BLANCKENHORNS jedes charakteristische

---

[1]) Monatsberichte dieser Zeitschr. 1905, S. 5.

[2]) Das Wort „keine“ sollte fehlen, da es den gewollten Sinn in das Gegenteil umkehrt.

Merkmal fehlen soll, habe ich nachträglich dem auch von Herrn Blanckenhorn als Autorität anerkannten Herrn Eduard Krause, Kustos am Berliner Museum für Völkerkunde, vorgelegt, welcher dasselbe als durchaus charakteristisch bezeichnet hat, da es eine große Schlagzwiebel, drei negative Schlagmarken, Retouche und Gebrauchsspuren aufweist. Inzwischen hat Herr Blanckenhorn auch Gelegenheit gehabt, sich in der Sitzung der Gesellschaft für Anthropologie davon zu überzeugen, daß, wie ich seinerzeit erwähnte, viele und völlig einwandsfreie sog. „Eolithe“ in der Kiesgrube gefunden worden sind.

Was nun das Interglacial von Magdeburg mit den Eolithen Hahnes betrifft, welches Herr Blanckenhorn mit dem Hundisburger Interglacial auf eine stratigraphisch gleiche Stufe stellt, so ist hierüber folgendes zu bemerken: Herr Dr. med. Hahne gibt folgende Schilderung:[1]) „Der Fundort ist eine Kiesgrube südwestlich von Magdeburg in der sogen. „Börde“. Die diluvialen Bildungen finden sich hier als auf Tertiärsand auflagernde Schichten, und zwar von unten nach oben: Unterer Geschiebemergel — Sande und Grande — Bördelöß mit einer Steinsohle, darüber liegt der Humus. In den Sanden und Granden, die als interglaciale Anschwemmung anzusprechen sind, und zwar in besonderen Schichten derselben, finden sich die als Artefakte anzusehenden Silexe. Von Tierresten sind an der betr. Stelle gefunden: Bovidenzähne, ein Schädeldach eines männlichen Renntieres (Bestimmung Professor Nehring) und Knochenreste fraglicher Art; in einer anderen Grube ist in einer der tiefsten Grandschicht (resp. dem Mergel) entsprechenden Schicht ein Mammutkiefer gefunden. Stücke diluvialen Holzes stammen aus einer dritten analogen Sandgrube.“

In dieser geologischen Charakterisierung ist das „diluviale“ Holz in den Sanden wohl mit einem starken Fragezeichen zu versehen, und die Schicht, die den interglacialen Anschwemmungssanden resp. dem glacialen Mergel entsprechen soll, ist mir nicht verständlich.

Auf die obige Beschreibung Hahnes hin äußerte sich zwar dann in der Sitzung der Gesellschaft für Anthropologie am 19. März 1904 Herr Keilhack:[2]) „Was die in Deutschland[3]) gemachten Funde des Herrn Dr. Hahne betrifft, so ist hier das Alter der Lagerstätte dadurch sehr genau fixiert, daß in ihrem Hangenden sich der Löß mit seiner Steinsohle befindet, und daß

---

[1]) Zeitschr. f. Ethnologie **35.** Berlin 1903, S. 494 ff. Sitz. v. 21. III. 1903.

[2]) Zeitschr. f. Ethnologie, **36.** Berlin 1904 S. 302 ff.

[3]) d. h. bei Magdeburg.

in ihrem Liegenden, unter den die Feuersteinfunde einschließenden Sanden eine Grundmoräne folgt; und wenn wir nach der jetzt üblichen Anschauung die Steinsohle unter dem Löß und den Löß selbst als Äquivalent der Sedimente der jüngsten Eiszeit betrachten und den darunter liegenden Geschiebemergel als Produkt der Haupteiszeit, so kommen wir zu dem Schlusse, daß die zwischen beiden liegende Schicht dem jüngeren Interglacial angehören würde."

Als dann aber am 28. März 1904 unter Führung HAHNES ein Ausflug nach seinen Fundstätten unternommen wurde, änderte sich die Meinung der Geologen, und Herr OLSHAUSEN[1]) berichtet darüber in der Sitzung vom 23. April 1904: „Ich legte im Laufe der Untersuchungen den Herren Geologen WAHNSCHAFFE und KEILHACK, jedem für sich gesondert, die Frage vor, ob sie bestimmt versichern könnten, daß die betreffende Fundschicht HAHNES interglacial sei." Jeder von ihnen antwortete fast gleichlautend: „Nein, das kann ich nicht." Welcher Periode würde die Schicht dann angehören? „Der letzten Glacialzeit selbst," lautete auch hier übereinstimmend die Antwort".

In der gleichen Sitzung machte Herr WAHNSCHAFFE[2]), ohne speziell auf die HAHNE'schen Fundstätten einzugehen, einige Bemerkungen allgemeinerer Art über die geologischen Verhältnisse der Magdeburger Gegend, indem er ausführte, daß ein bei Sudenburg in die Kiese eingelagerter limnaeenhaltiger Kalktuff als interglacial anzusehen sei, und damit auch gewisse Sandschichten, bei gleichzeitiger Auffassung der Steinsohle über dem Kalktuff und unter dem Löß als eines Auswaschungsproduktes der letzten Vereisung.

Es ist somit in der Literatur das interglaciale Alter der Magdeburger Fundschichten keineswegs einwandfrei festgestellt worden.

Eine kritische Betrachtung derselben auf Grund der letzten Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme führt nun zu folgenden Resultaten. Die Untersuchung der Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg durch WAHNSCHAFFE[3]) fällt in eine Zeit, in der die Behauptung KLOCKMANNS, der obere Geschiebemergel habe die Elbe nicht überschritten, große Geltung besaß, sodaß westlich dieses Stromes der zu Tage tretende Geschiebemergel als zur Haupteiszeit gehörig angesprochen wurde. So zeichnet auch WAHNSCHAFFE, der damals, vor zwanzig Jahren geltenden Auffassung Rechnung tragend, die großen Sandzüge von

[1]) Zeitschr. f. Ethnologie **36**. Berlin 1904 S. 477.
[2]) Ebenda S. 484.
[3]) Abhandl. geol. Spez.-Karte von Preußen. **7**. H. 1. Berlin 1885.

Wolmirstedt über Neuhaldensleben nach Calvörde sowie den in der Börde auftretenden Geschiebemergel als unteres Diluvium.

Die geologische Kartierung der Gegend nördlich von Neuhaldensleben hat nun aber im Jahre 1904 die Erkenntnis gebracht, daß die genannten Sandrücken in den großen Zug von Endmoränen und endmoränenartigen Aufschüttungen einzureihen sind, der vom Fläming über die Letzlinger Heide nach der Görde sich hinzieht, daß diese, wie auch der sie unterlagernde Geschiebemergel die Sedimente der letzten Vereisung sind. Es unterliegt keinem Zweifel, daß sich der obere Geschiebemergel von Neuhaldensleben aus noch eine Strecke weit nach Süden fortzieht und den Untergrund der Börde bildet, daß die Sande und Grande derselben den nördlicher gelegenen oberen Sanden gleichkommen und die Steinsohle unter dem Löß — wenigstens vielfach — dem Geschiebedecksand entspricht. Die Entstehung des letzteren ist noch nicht genügend aufgeklärt; z. T. scheint er ein Auswaschungsprodukt des Geschiebemergels zu sein,[1]) z. T. ist er es gewiß nicht. und es erscheint die Erklärung, die Elbert[2]) gibt, sehr wahrscheinlich, daß „der Geschiebesand, der sowohl sub- und inglacialen Mergel, als auch das Fluvioglacial bedeckt, das letzte Residuum des abschmelzenden Eises ist."

Wie ich in meinem Vortrage ausführte, habe ich nur an einer Stelle, im Bevertal bei Hundisburg, Anzeichen einer zweimaligen Vereisung gefunden, sonst steht die ganze Gegend lediglich im Zeichen einer einzigen, der letzten Vereisung, deren Ablagerungen nur in den endmoränenartigen Aufschüttungen von größerer, im übrigen meist von geringer Mächtigkeit und auf größeren Strecken fast gänzlich erodiert worden sind. Die Eruptivdecken des Flechtinger Höhenzuges treten in breiter Fläche frei zu Tage oder es mischen sich höchstens wenige nordische Geschiebe mit dem Verwitterungsschutt, und über dem oligocänen Grünsand folgt häufig der Löß, nur durch eine geringe Steinsohle von ihm getrennt.

In den oberdiluvialen Sanden finden sich, besonders bei Neuhaldensleben, größere Tonlager eingebettet, welche von einer dünnen Decke Geschiebesandes überlagert werden. Würde in letzterem durch Wind- oder Wasserwirkung der Sand entfernt werden, — eine Erscheinung, die leicht denkbar ist — so würden die Geschiebe als Steinsohle über dem Ton liegen bleiben,

---

[1]) F. Wahnschaffe. Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901 S. 126.

[2]) Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. Greifswald 1904 S. 19.

und es entstünde ein Profil, ähnlich dem, welches WAHNSCHAFFE[1]) von Üllnitz angibt; dort Steinsohle, Tonmergel, oberdiluvialer Sand, hier Löß, Steinsohle, Kalktuff, unter-(revidiert ober)diluvialer Sand.

Ich glaube nicht fehl zu greifen, wenn ich das Alter der Tonmergel mit dem des Üllnitzer Kalktuffes identifiziere. WAHNSCHAFFE hat zwar damals dem Kalktuff ein interglaciales Alter zugewiesen, auf Grund seiner stratigraphischen Auffassung der Schichten und unterstützt durch das Vorkommen zahlreicher Conchylienschalreste, die nach seiner, von Herrn VON MARTENS bestätigten Bestimmung der *Limnaea truncatula* MÜLL. angehören.

Dieses Tier ist nun aber keineswegs für ein Interglacial beweisend, von dem die moderne Geologie außer den Beweisen für eine voraufgegangene und eine nachgefolgte Vereisung auch den eines mindestens gemäßigten Klimas verlangt; denn bei der von DRYGALSKI geleiteten Grönland-Expedition 1891—1893 hat Dr. VANHÖFFEN[2]) dieselbe Schnecke, die *Limnaea truncatula* MÜLL., in der größten Nähe des Eises gefunden, wo sie im Tasiusak-See auf dem Karajak-Nunatak-Plateau lebt, das vom Karajak Eisstrom in nur 500 m Entfernung auf beiden Seiten umflossen wird. VANHÖFFEN sagt: „Auch die mächtige Eisdecke im Winter von 1,5 m Dicke stört die Tiere nur wenig. Unter ihr sind in den nicht völlig ausfrierenden Gewässern noch in reicher Zahl Crustaceen und Rädertiere vorhanden. Sie kommen als Süßwassertiere neben Stichling und Lachs, einer Schnecke *Limnaea truncatula*, den Larven von Mücken und anderen Insekten allein in Betracht, da Infusorien nur spärlich und vereinzelt gefangen wurden." — Aus dieser Tatsache, die Herrn WAHNSCHAFFE z. Z. der Veröffentlichung seiner Arbeit allerdings noch nicht bekannt sein konnte, geht mit Sicherheit hervor, daß der Kalktuff von Üllnitz, da ihm jede andere, ein wärmeres Klima verlangende Fauna fehlt, ebenso gut glacial als interglacial sein kann, daß ihm mithin keine andere Bedeutung zukommt, als den Tonmergeln von Neuhaldensleben. Damit fallen auch die Anhaltspunkte für die Annahme interglacialer Sandschichten, und wir kommen zu der Schlußfolgerung: das angebliche Interglacial HAHNES aus der Magdeburger Gegend ist nicht bewiesen; die Sande sind wahrscheinlich glacialen oberdiluvialen Alters.

---

[1]) Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Berlin 1885. S. 60 ff.

[2]) E. V. DRYGALSKI, Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. Berlin 1897. 2. S. 159 u. 175.

Daß der Mensch während des zweiten Interglacials in der Magdeburger Gegend gelebt hat, ist durch die Funde in den von mir beschriebenen Hundisburger Schottern erwiesen; welches Alter die sogen. Eolithe HAHNES haben, wird kaum zu entscheiden sein, da zwei Möglichkeiten in Betracht kommen. Entweder es sind tatsächlich interglaciale Artefakte, die vom Eis aufgenommen und später wieder ausgewaschen sind; dann dürften sie auch in der Grundmoräne gefunden werden. Oder aber es hat der Mensch in der Nähe des Eisrandes zur letzten Glacialzeit gelebt unter ähnlichen Existenzbedingungen, wie sie heute den Grönländern gegeben sind. Im letzteren Fall sind die Artefakte HAHNES jünger als die in Hundisburg gefundenen.

Herr BLANCKENHORN schreibt ferner: „Es ist klar, daß solche Eolithe auch neben oder gleichzeitig mit vollendeteren Feuersteingeräten in allen späteren Kulturen auftreten können als Ergebnisse der Arbeit weniger geübter und fortgeschrittener Personen bezw. Ansiedlungsgruppen. Aber ursprünglich wurde der Begriff Eolithe von seinen ersten Autoren PRESTWICH und nach ihm RUTOT auch zugleich im zeitlichen Sinne genommen und zur Charakterisierung der ältesten Kulturperiode des Menschen benutzt, die man so im Gegensatz zu der Paläolithischen als Eolithische bezeichnete."

Nun ist mir allerdings die letzte Arbeit RUTOTS: L'homme dans l'Europe centrale, Namur 1904, z. Z. nicht zugänglich, wohl aber seine kurz vorher erschienene Abhandlung: L'État actuel de la question de l'antiquité de l'homme.[1]) Ich lege diese hier zu Grunde in der Annahme, daß der Verfasser die hier geäußerte Auffassung nicht in den wenigen Monaten bis zum Erscheinen des ersteren Buches geändert hat und zitiere:

„Ce groupe industriel, actuellement bien charactérisé et de composition très primitive, a reçu un nom déjà largement adopté: c'est l'Éolithique.

Actuellement l'industrie de la pierre ne se divise donc plus en deux grands groupes: le Paléolithique et le Néolithique, elle comprend trois groupes dont le premier, l'Éolithique, est plus important et a eu une durée probablement plus longue que le Paléolithique et le Néolithique réunis.

Alors que ces deux derniers groupes sont charactérisés par la présence d'un certain nombre de types dits „taillés", c'est-à-dire à forme extérieure intentionnelle et convenne, obtenus par le dégrossissage de plus en plus perfectionné d'un bloc de matière première, telle que le silex, au moyen de l'enlèvement d'éclats

---

[1]) Bull. Soc. Belge de Géologie. Bruxelles 1903, S. 425—438.

jusqu'à l'obtention de la forme ou du genre d'outil désirés, le premier, ou Éolithique, ne comprend que des outils dérivant uniquement de rognons ou d'éclats naturels, directement utilisés à la percussion ou au raclage."

Rutot faßt also tatsächlich den Begriff Eolith noch heute zeitlich (stratigraphisch)-kulturell und gliedert demzufolge:

A. Industrie Néolithique:			
B. Industries Paléolithiques:	4	Flandrien:	Industrie tarandienne.
	3	Brabantien:	„ éburnéenne.
	2b	Hesbayen:	„ moustérienne.
	2a	Campinien:	„ acheuléenne. „ chelléenne. Transition du Mesvinien au Chelléen.
C. Industries Éolithiques:	1	Moséen:	Industrie mesvinienne. „ reutelo-mesvinienne. „ reutelienne.
		Tertiär:	„ du Forest Cromer Bed etc.

Eine Vergleichung des belgischen Diluviums mit dem norddeutschen in geologischer Beziehung ist, wie auch Herr Blanckenhorn zugibt, z. Z. ohne weiteres nicht möglich. Wenn nun trotzdem von anthropologischer Seite versucht wird, eine solche Parallelisierung auf Grund der aufgefundenen Steinwerkzeuge, lediglich auf kultureller Basis, durchzuführen, so muß das unbedingt als ein Fehler betrachtet werden, der nur imstande ist, Unklarheiten zu schaffen. Es ist für den Geologen unverständlich, wie Herr Hahne[1]) sagen konnte: „Studien bei Rutot in Brüssel hatten den Gedanken in ihm (Prof. Klaatsch) zur Gewißheit erhoben, daß das, was wir bei uns als Interglaciale bezeichnen, zeitlich und stratigraphisch übereinstimmen müßte mit einer Schicht im belgischen Diluvium, in welcher Rutot Eolithen einer bestimmten Art gefunden hatte." Das heißt doch nicht mehr und nicht weniger, als daß Herr Hahne auf Grund gewisser Kulturtypen interglaciale (und glaciale) deutsche Vorkommnisse identifizieren will mit dem untersten belgischen Diluvium, dem Moséen! Derart darf doch nicht mit den Ergebnissen der geologischen Forschung umgesprungen werden. Bei Rutot ist der Begriff „Eolith" klar und präzis gefaßt, bei Hahne wird er unklar dadurch, daß er das zeitliche (stratigraphische) Moment eliminiert und nur das kulturelle Moment übrig läßt. Rutot

---

[1]) Zeitschr. f. Ethnologie. **36**. 1904, S. 303. Sitzung vom 19. III. 1904.

sucht seine Eolithe nur in gewissen Schichten des unteren Diluviums, Hahne dagegen sucht sie, unbekümmert um das speziellere geologische Alter, im ganzen Diluvium.

Wenn auch die Stellung der Magdeburger Schichten nicht richtig erkannt wurde, so stellte doch schon Wahnschaffe [1]) im Frühjahr 1904 fest, daß bei Hundisburg jüngeres Interglacial vorliege. Diese Tatsache hätte genügen sollen, darauf aufmerksam zu machen, daß bei uns eigenartige Verhältnisse vorliegen, die eine Anlehnung an Rutot nicht ohne weiteres zulassen.

Die Rutot'schen Arbeiten beziehen sich auf ein bestimmtes abgegrenztes Gebiet mit einer eigenartigen Entwicklung in der Diluvialzeit, die von der deutschen durchaus verschieden ist und daher auch mit ihr nicht ohne weiteres zu vergleichen ist. Für die deutsche Wissenschaft handelt es sich zunächst darum, das, was Rutot für Belgien geschaffen hat, auch für Deutschland zu schaffen, ein selbständiges Werk der Entwicklung des diluvialen Menschen und seiner Kultur, welches geologisch und anthropologisch kritisch begründet ist, und das ist nur möglich, wenn die anthropologische Forschung in allen Fällen ihren Studien zuerst die Resultate der geologischen Wissenschaft zu Grunde legt. Wenn wir dieses Ziel erreicht haben aus eigener Kraft und ohne Anlehnung an fremde Wissenschaft, und wenn die preußische geologische Landesaufnahme das an Belgien angrenzende Gebiet kartiert hat, sodaß wir wissen, wie die dortigen Schichten in die glacialen Bildungen übergehen, dann können wir einer Parallelisierung mit belgischen Verhältnissen näher treten; jetzt aber ist die Zeit dazu noch nicht gekommen.

In seiner Äußerung über das dritte von mir vorgelegte Artefakt aus der Kiesgrube bei Neuhaldensleben aus einer endmoränenartigen Blockpackung widerspricht sich Herr Blanckenhorn, indem er von ihm sagt: „Das würde mit der Angabe, daß das Stück aus Geröll der Endmoräne der letzten Eiszeit stamme, stimmen. Es wäre wahrscheinlich nach dem Rückzug des letzten Eises im späten oder postglacialen Diluvium vom Menschen zurecht geschlagen worden.“ Nun ist freilich nicht gut möglich, daß ein nach dem Rückzuge des Eises (postglacial) gefertigtes Werkzeug in das Innere einer solchen glacialen Blockpackung geraten kann; außerdem ist es wahrscheinlicher, daß der Bohrer aus dem Interglacial verschleppt worden ist, oder wir müßten annehmen, daß das zur Interglacialzeit dort lebende Volk eine geringere Kultur beseßen hätte, als das einige Zeit darauf unter den ungünstigsten klimatischen Verhältnissen nahe dem

[1]) Zeitschr. f. Ethnologie **36**. 1904, S. 486.

Eisrande hausende, wozu wir auf Grund des einen Fundes nicht berechtigt sind.

Was endlich den letzten Satz BLANCKENHORNS betrifft: „Die heut vorgelegte, schon mehr dolchartige Spitze, die erst durch längere mühevolle Bearbeitung entstand, dürfte wohl erst in der Zeit des späten Paläolithicums, im Solutréen und Magdalénien hervorgebracht worden sein“, so wiederhole ich, daß ich diese Versuche, unsere deutschen Artefakte in belgische oder französische Kulturperioden einzureihen, für verfrüht halte. Dafür geben die Äußerungen BLANCKENHORNS selbst ein Beispiel. Er sagt im Laufe derselben: „Das Magdeburger und vermutlich ebenso das benachbarte Neuhaldenslebener Vorkommen würde somit nach seinen Artefakten etwa dem Mesvinien RUTOTS entsprechen, wenn dem nicht das zweifellos mitteldiluviale Alter widerspräche. . . . Denn dieses letzte Interglacial der Norddeutschen Geologen fällt . . . zusammen mit Teilen des älteren Paläolithicums, dem Ausgang des Chelléen sensu extenso oder des Chelléo-Moustérien und schließt anscheinend auch schon den Beginn des Solutréen oder Eburnéen, das Moustérien modifié RUTOTS ein. . . . Mit anderen Worten, wir hätten hier im Norden in dem zeitweise von Inlandeis bedeckten Gebiet während des letzten Interglacials eine kulturell zurückgebliebene, niedriger stehende Rasse, die sich noch im eolithischen Stadium oder höchstens in einem Übergangsstadium zum Paläolithicum, wie es RUTOTS neue Strépyien-Stufe darstellt, befand.“ Und schließlich: „Die heute vorgelegte Spitze . . . dürfte . . . im Solutréen[1]) und Magdalénien[2]) hervorgebracht sein.“ Herr BLANCKENHORN meint also, wir hätten in einer den mittleren geologischen Stufen RUTOTS entsprechenden Schicht (Campinien, Hesbayen, Brabantien z. T.), die Kulturwerkzeuge einer älteren (Moséen) und einer jüngeren (Flandrien) Zeit. Ich glaube nicht, daß wir mit solchen Vergleichen Klarheit in unsere Verhältnisse bringen werden. Auch KLAATSCH[3]) erkennt ausdrücklich an, daß es unmöglich ist, „auf die Silexformen als solche eine Klassifikation aufzubauen und z. B. auf den Fund von Éclats mit „Bulbe de Percussion“ eine Zugehörigkeit der betreffenden Station oder Schicht zur „Moustérienperiode“ zu proklamieren“, weil man erkannt hat, daß selbst in neolithischen Silexlagern die Ähnlichkeit vieler Werkzeuge mit älteren Typen so groß ist, daß nur die Stratigraphie die Entscheidung geben kann.

---

[1]) Von welchem übrigens KLAATSCH (Zeitschr. f. Ethnologie, **35**. 1903. S. 115) sagt, „die Konstruktion der Solutréen-Periode nach dem Messer von Lorbeerblattform, welche bei Solutré und auch im Vezèretal gefunden wurde, war mir schon früher sehr problematisch erschienen“.

[2]) das wohl mit RUTOTS Industrie tarandienne zusammenfällt.

[3]) Zeitschr. f. Ethnologie **35**. 1903 S. 123.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 3. 1905.

3. Protokoll der März-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 1. März 1905.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der Februar - Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende widmete dem verstorbenen Mitgliede Herrn Günther Maas warme Worte des Gedenkens.

Die Anwesenden erhoben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft ist als Mitglied beigetreten:

Herr Gymnasial- Oberlehrer Dr. phil. Richard Neuse, Charlottenburg,

vorgeschlagen durch die Herren Wahnschaffe, Weissermel und Wunstorf.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

Emerson, B. K.: Note on Corundum and a graphitic Essonite from Barkhamstedt, Connecticut. S.-A. a. Amer. Journal of Sci. **14**. 1902.

—: Holyokeite, a purely feldspathic Diabase from the Trias of Massachusetts. S.-A. a. Journal of Geology. **10**. 1902.

—: Two cases of metamorphosis without crushing. S.-A. a. American Geologist. **30**. 1902.

—: General geology, Notes on the stratigraphy and igneous rocks. S.-A. a. Alaska, the results of the Harriman Alaska Expedition **4**.

Emerson, B. K. and Loomis, F. B.: On *Stegomus longipes*, a new reptile from the triassic sandstone of the Connecticut valley. S.-A. a. Americ. Journ. of Sci. **17**. 1904.

Esch, E.: Allgemein Geologisches und Gesteinsbeschreibungen. S.-A. a. Beiträge zur Geologie von Kamerun. 1904.

Hatch, F. H.: The oldest sedimentary rocks of the Transvaal. S.-A. a. Transact. Geol. Survey South Afrika. **7**. 1904.

Holst, N. O.: Statsgeologen Dr. Victor Madsens anmälan of mina „Kvartärstudier i Danmark och norra Tyskland.“ En granksning. S.-A. a. Geol. Fören Forhandl. **27**. 1905.

JONKER, H. G.: Bijdragen tot de kennis der sedimentaire zwerfsteenen in Nederland. I. De Hondsrug in de Provincie Groningen. 1. Inledning. Cambrische en ondersilurische zwerfsteenen. 1904.
—: Bijdragen tot de kennis der sedimentaire zwerfsteenen in Nederland. II. Bovensilurische zwerfsteenen. Erste mededeeling: Zwerfsteenen van den ouderdom der oostbaltische Zone G. 1905.
MIETHE: Die geschichtliche Entwicklung der farbigen Photographie. Rede zur Feier d. Geburtstages S. M. d. Kaisers u. Königs Wilhelm II. in der Halle d. Kgl. Techn. Hochschule Berlin am 26. 1. 1905.
SACCO, F.: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Considerazioni generali — Indice generale dell'opera. Torino 1904.
—: Essai sur l'origine de la terre (Abrégé) 1897.
WOLTERSTORFF, W.: Beiträge zur Fauna der Tucheler Heide. S.-A. a. Schriften d. Naturf. Ges. Danzig. N. F. **11**. 1903/04.

Herr **ARNOLD HEIM** sprach: **Zur Kenntnis der Glarner-Überfaltungsdecken.**[1] (Hierzu 6 Textfig.)

Die neue, große Umwälzung in der Auffassung der Alpen ist weithin erschallt und widerhallt. Noch in der Mitte des vorigen Jahrhunderts wurden die Sedimentfalten der Alpen gedacht als entstanden durch seitliches Auseinanderpressen von glutflüssig aufsteigenden Zentralmassiven. STUDER in Bern hat diese Ansicht am längsten verteidigt. Darauf folgte eine große Umwälzung durch SUESS und dann durch meinen Vater: Die Eruptivgesteine sind passiv, sie sind mit den Sedimenten zugleich harmonisch gefaltet, und die Faltung selbst ist die Folge des Horizontalschubes in der Erdrinde. Diese Auffassung bleibt noch heute bestehen; aber sie erscheint uns jetzt in einem neuen Licht. Der Horizontalschub ist noch viel bedeutender, als man bis vor kurzem annehmen durfte, und die Schrumpfung der Erdrinde steht uns klarer als je vor Augen.

Wie mit einem Schlag ist die herrschende Auffassung des vorigen Jahrhunderts von autochthon wurzelnden Sedimentfalten des nördlichen Alpenzuges zerronnen. Unzählige, bis jetzt rätselhafte Erscheinungen, Einzelheiten, über die man sich schon z. T. gewöhnt hatte, aus Unbefriedigtheit hinwegzusehen, sind nun zusammengefaßt zu einem einheitlichen, großen und harmonischen Gebäude, und alles ist viel einfacher und klarer geworden. Schon die Konsequenz und Einfachheit muß für die neuen Ideen begeistern.

[1]) Zu den folgenden Betrachtungen sei die geol. Karte der Schweiz v. ALB. HEIM und SCHMIDT 1 : 500000 empfohlen; ferner wird auf das demnächst erscheinende Werk Säntisgebirge, Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Liefg. 16, von A. HEIM hingewiesen.

Außeralpine Geologen, denen die Alpen nicht in nächster Nähe liegen, sprechen oft mit Achselzucken über die neuen Ideen und bezeichnen sie als phantastisch. Die neuen Ansichten mögen ja schön und oft einfacher sein — das ist aber noch kein Grund dafür, daß sie wahr sind. — Gewiß, es sind die Einzelheiten, und zwar die große Zahl der Einzelheiten, die die Alpengeologen überzeugen.

Ich möchtè deshalb aus den Alpen ein Gebiet herausgreifen, das zu den bestbekannten gehört, und das den Schlüssel für die neuen Auffassungen bietet: Die Glarnerfalten.

Wie sich die Hypothesen zu Theorien entwickelt haben, und wie schon jetzt aus diesen z. T. unumstößliche Tatsachen geworden sind, steht in den Schriften von Suess, Heim, Bertrand, Schardt und Lugeon zu lesen. Gestatten Sie mir, einen ganz anderen Weg der Betrachtung einzuschlagen, einen Weg, der Ihnen neu sein wird, aber mir persönlich am nächsten liegt. Ich möchte ausgehen vom Säntisgebirge, diesem wunderbaren Faltengebirge am Nordrand der Schweizeralpen.

Das Säntisgebirge ist ein Büschel von 10 großen Falten, von denen 4 einander vertreten und in der Längsrichtung einander ablösen. So treffen wir in einem Querschnitt durch den mittleren Säntis 6 Hauptgewölbe. Das südliche Randgewölbe VI ist ein einfacher, runder Gewölberücken; es ist das einfachste und primitivste und nach meiner Ansicht von allen zuletzt entstanden. Das mittlere Gewölbe III ist das höchste und mächtigste. Weil es so hoch aufgestaut worden ist, wurde es zuerst durch Erosion bis auf den Kern abgetragen. Auf weite Strecke ist ein antiklinales Längstal in dessen Kern eingegraben. Das nördliche Randgewölbe I ist zuerst entstanden und muß schon zu einer Zeit existiert haben, als von den anderen noch keines vorhanden war.

Im mittleren Teil des Säntisgebirges, da wo auch jetzt noch die höchsten Erhebungen, der Säntisgipfel 2504 m und der Altmann, stehen geblieben sind, befindet sich auch die mittlere Kulmination der Gewölbe- und Muldenlinien, und ich betrachte als eine hervorragende Eigenart des Säntisgebirges die Tatsache, daß gleichzeitig mit dem Ansteigen der Gewölbe auch ein durchschnittliches Ansteigen der Mulden gegen die Mitte des Säntisgebirges hin stattfindet.[1])

Vom Säntisgipfel aus senken sich die Gewölbe nach beiden Seiten. Gegen Osten tauchen die mittleren Gewölbe, jedes

[1]) Vergl. t. XIII in dem erscheinenden Atlas Säntisgebirge. Beiträge z. Geol. d. Schweiz, Lfg. 16.

für sich, unter, indem sie mannigfach gebrochen und durch Transversalbrüche seitlich verschoben sind. Einzig das südlichste Randgewölbe VI behauptet seine Existenz bis zum Rhein. Dort tritt ein zweites Maximum von Brüchen ein, aber nicht in Form von Transversalverschiebungen, sondern in Verwerfungen. Das Gewölbe VI sinkt staffelbruchartig zum Rheine ab, um im Vorarlberg wieder in ähnlicher Art aufzuerstehen.

Ganz anders verhalten sich die Säntisfalten gegen Westen. Sie sinken ebenso langsam nieder, aber ohne Brüche. Das ganze Säntisfaltenbüschel drängt sich gegen Westen immer mehr zusammen. Von den 6 Hauptgewölben bleiben nur noch deren drei übrig, die auf ein Minimum zusammengepreßt sind. Nichts als stärkste Faltung ohne Brüche können im westlichen Teil des Säntisgebirges beobachtet werden.

Wer als Geologe im mittleren Säntisgebirge gewandert ist, wird unmittelbar an das Juragebirge erinnert — nur haben sich die Falten im Säntis viel lebhafter entwickelt. Wer hätte früher an etwas anderes denken können, als daß der Säntis, ebenso gut wie der Jura, da, wo er jetzt steht, entstanden sei? Und doch, es ertönte einmal ein Ruf eines großen Mannes — von Suess —, der das Panorama vom Hohentwiel aus schildert: Hinter dem hügeligen Molassevorland erhebt sich die gewaltige Mauer des Säntisgebirges, als wäre der Säntis ein Fremdling.

Es sei nun meine erste Aufgabe, die Frage zu prüfen: Hat das Säntisgebirge eine Wurzel in der Tiefe?

1) Zunächst fällt uns auf, daß im ganzen Säntisgebirge immer nur Kreide auftritt. In den tiefsten Gewölbekernen findet man die älteste Kreide, Berrias, und nirgends Jura!

2) Der große Saxschwendi-Bruch, der den Fählensee gestaut hat, erreicht gegen $1^1/_2$ km von horizontaler Verschiebung — eine Erscheinung, die besser erklärt ist, wenn der Säntis als überschobenes Gebirge aufgefaßt wird.

3) Die Erscheinungen am Nordrand des Säntisgebirges lassen sich kaum mit der älteren Auffassung in Einklang bringen. Je mächtiger das Säntiskreidemassiv entwickelt ist, um so schmaler ist die sog. subalpine Eocänzone; sie ist stellenweise fast ganz ausgequetscht. An einer Stelle, am N-Abhang des Lütispitzes, liegen mit 10^0 flachem Südfallen die Mergel des Berriasien auf dem Flysch; es fehlt die ganze, etwa 900 m mächtige Kreideschichtenreihe; sie ist als verkehrter Mittelschenkel verloren gegangen. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in dem tiefsten

Einschnitt, den der Thurfluß in einer Schlucht quer durch die westlichen Säntisfalten geschaffen hat.

4) Ferner findet sich in der Wildhauser Eocänzone im Flysch drin liegend eine zerbröckelte Seewerkalkmasse, die gar nicht nach älterer Auffassung erklärt werden kann.

5) Am aller auffallendsten ist das Westende des Säntisgebirges. Die drei mächtigen Gewölbe I, II und III sind zu Rudimenten reduziert, fadenförmig längsgestreckt und tauchen nicht unter den Flysch. Das Ende des südlichen Gewölbes III ist prachtvoll in einem Felskopf mitten im Wald aufgeschlossen — ein etwa 40 m breiter Felskopf von Schrattenkalk, der umwölbt ist von den enorm reduzierten Schichten des Gault und Seewerkalkes und unterlagert wird von Flysch! Während man gewöhnt ist, die Mittelschenkel der Falten allein reduziert zu finden, stehen wir vor einem Gewölbe, bei dem auch die Schichten des Gewölbeschenkels und vor allem diejenigen der Gewölbeumbiegung äußerst stark reduziert und dynamometamorph verändert sind. Der Seewerkalk ist auf $^1/_{20}$ bis $^1/_{50}$ reduziert; der Gault, der normal etwa 30 m mächtig wäre, ist höchstens 2 m mächtig, oft aber auf wenige dm gequetscht oder ganz verschwunden. Nördlich legen sich an den Gewölbekopf die Rudimente eines zweiten noch viel mehr gequälten Gewölbes an — es ist das Gewölbe II, das im mittleren Säntis mächtig ist und dort ganze Berge bildet. So unwürdig endigt der Säntisfaltenbüschel im Westen. Doch wir sind noch nicht am äußersten Ende der Säntiskreide. Ganz von Flysch eingefaßt, finden wir, etwa 100 m weit vom Gewölbekopf entfernt, als letzten Rest des Gewölbes II einen etwa 400 m langen, abgetrennten Fetzen von Seewerkalk und Schrattenkalk, mit Rutschstreifen in der Längsrichtung.

Das Säntisfaltenbüschel ist an seinem westlichen Ende längsgestreckt, in der Längsrichtung zerrissen. Jetzt begreifen wir, warum die Schichten auch im Gewölbeschenkel und in der Gewölbeumbiegung reduziert sind. So endigt kein autochthones Faltengebirge!

Jetzt schreiten wir südlich zu den Churfirsten über Die gewaltigen Felswände, die gegen den tiefblauen Walensee abstürzen, gehören der normalen Säntis-Kreideschichtenreihe an. Die Schichten liegen so ruhig, als hätten sie nie etwas besonderes erfahren. Am südlichen Absturz unter der normalen Schichtreihe, an der Basis des Valangienkalkes liegen Flysch und Nummulitenkalk, von einer Überschiebungsfläche scharf abgeschnitten. Die Flexuren im Flysch und die Rutschstreifen zeigen nach Nordwesten. Zwei normale

Schichtenreihen sind aufeinander geschoben, und es liegt z. B. bei Betlis nicht eine Spur verkehrter Schichten dazwischen.

Wir befinden uns jetzt auf der östlichen Fortsetzung der Eocänzone, die weit von Westen her quer über den Urnersee zieht und sich fast ununterbrochen über den Pragelpaß, am Südabhang des Wiggis nach Näfels und nach dem Walensee verfolgen läßt. Es trennt überall eine obere Kreidebildung von einem faciell sehr verschiedenen unteren Kreidegebirge. An den hohen Churfirsten bildet der Schrattenkalk in der oberen Schichtreihe gegen 30 m hohe Felswände; in der unteren Facies ist er vielleicht 50 m mächtig, und zeigt eine ganz andere, fossilreiche Ausbildung. Der Gault ist oben gegen 80 m mächtig, unten etwa 10 m. Der Seewerkalk der oberen Decke wird von Mergelschiefern (Ober Senon, Londinien) bedeckt; in der unteren Schichtenreihe transgrediert der Nummulitengrünsand (Parisien) auf dem Seewerkalk (Turon). Schon diese wenigen Punkte zeigen, daß zwischen beiden Decken ein tiefgreifender facieller Unterschied besteht, und daß die Bildungsräume der beiden, einander bedeckenden Kreideschichtensysteme einmal weit von einander entfernt waren.

Die Eocänzone kann unter den hohen Churfirsten noch ein Stück weiter östlich verfolgt werden. Dann verschwindet sie; sie sticht offenbar in den Berg hinein, auf drei Seiten von Kreide und Jura umgeben. Aber die Überschiebungsfläche geht weiter, indem sie gegen Walenstadt niedersinkt: der Dogger der oberen Decke ruht auf dem Palfriesschiefer (Portlandien) der unteren. Nicht nur das Eocän, auch die Kreide der unteren Schichtreihe ist ausgekeilt, und der anormale Kontakt trennt gegen das Alpeninnere immer ältere Schichten voneinander. (Fig. 1.)

Auch gegen Westen sinkt die Überschiebungsfläche, und damit die Eocänzone in die Tiefe. Aber bald steigt sie wieder aus dem See hervor, wieder den Valangienkalk auf dem Rücken tragend, gegen den Durchschlagsberg hinauf. Unter diesen Berg kriecht, mitten im Flysch eingelagert, ein kleines schmales Gewölbchen, die Flifalte, hinein.

Auch die unberechtigte Annahme einer Verwerfung von etwa 1000 m Sprunghöhe könnte die Lagerung der oberen Kreidemasse als autochthones Gebirge nicht erklären. Die Auffassung Lugeons hingegen steht klar vor Augen: Die hohen Churfirsten, und alles, was mit diesen zusammenhängt, bilden eine mächtige überschobene Decke.

Wenn ich nun zeigen kann, daß der Säntis mit den hohen

Churfirsten zusammenhängt, dann kann niemand mehr daran zweifeln, daß der Säntis keine Wurzel in der Tiefe hat.

In stratigraphisch-facieller Beziehung entspricht die Kreide der hohen Churfirsten vollständig, fast bis in alle kleinsten Einzelheiten, derjenigen der südlichen Säntisketten, während sich dann einige kleinere Faciesdifferenzen zwischen diesen und den nördlichen Säntisketten Schritt für Schritt einstellen.

Auch die Tektonik zeigt, daß Säntis und Churfisten einer zusammenhängenden Decke angehören. Der Gulmen steht in direkt sichtbarem Zusammenhang mit den hohen Churfirsten; der Gulmen und das Westende des Säntisgebirges sind nur 1 km weit durch Flysch voneinander getrennt und entsprechen einander vollkommen. Sie hingen einmal zusammen und sind beim Vorrücken der ganzen Kreidemasse seitlich auseinander gerissen. Wir sind zu dem Resultat gelangt:

Das Säntisgebirge hängt mit den hohen Churfirsten zusammen und hat keine Wurzel in der Tiefe; es ruht auf Flysch.

Jetzt begreifen wir auch, daß das Säntisgebirge keinen Jura birgt. Der Malm ist bei Walenstadt, etwa 8 km weiter südlich zurückgeblieben; er erreicht nicht die Brandungszone und ist nach meiner Ansicht, auch aus mechanischen Gründen, im Inneren des Säntisgebirges nicht vorhanden. So ist also der Säntis auch innerlich ein reines Kreidegebirge.

Jetzt fragen wir: haben aber vielleicht die Schichten der unteren Facies eine Wurzel in der Tiefe?

Am Walensee gelangt man nicht tiefer als in den unteren Malm. Die Falten und Faltendecken steigen aber in südwestlicher Richtung an. Wir finden die Fortsetzung der unteren Schichtenreihe im Mürtschenstock, und dessen unmittelbare Fortsetzung ruht, nach den neuesten, noch nicht publizierten Beobachtungen von meinem Vater und Herrn Lehrer Oberholzer in Glarus, auf Eocän, mit stellenweise verkehrten Resten eines dem Lochseitenkalk analogen Malm-Mittelschenkels. Also auch die untere Schichtenreihe, die Mürtschendecke, hat keine Wurzel in der Tiefe.

Wir schreiten jetzt von Walenstadt aus alpeneinwärts und treffen, der Säntisdecke angehörend, Dogger, dann Lias; beide hier in sehr starker Entwicklung, während diese Schichtgruppen in der tieferen Decke, am Mürtschenstock, nur äußerst schwach entwickelt sind. (Fig. 1). Dann folgt der Verrucano (Perm) des früher Nordflügel genannten Teiles der Glarner Doppel-

falte. Herr OBERHOLZER hat inmitten der gewaltigen Verrucanomasse Linsen von Lias eingeschaltet gefunden, die beweisen, daß der Verrucano nicht aus einem Guß ist. Die Überschiebungsflächen sind noch im Verrucano vorhanden, nur sind sie meist nicht sichtbar, weil gleiches auf gleichem liegt. Die Frage, wie weit noch südlich die Trennung fortsetzt, ist äußerst schwierig zu beantworten.

Noch immer stehen wir auf wurzellosem Boden. Weiter im Westen, so besonders am Glärnisch, ist klar sichtbar, daß eine dritte, normal liegende, von Ort zu Ort in verschiedenem Grade reduzierte Schichtenreihe unter der Mürtschendecke folgt. Es ist die unterste oder eigentliche Glarnerdecke. Daß diese auf Flysch überschoben ist, ist schon am allerlängsten bekannt. Wer kennt nicht den „Lochseitenkalk“, den verkehrten, ausgewalzten Malm-Mittelschenkel der Glarnerfalte. Er trägt den Verrucano und ruht auf südfallendem Flysch, dessen Schichtköpfe überall nach Norden geschleppt sind. Wenn an der Basis zweier Decken eine unbestritten wurzellose dritte Decke liegt, dann können auch die hangenden keine Wurzel in der Tiefe haben.

Die Glarnerdecke wurzelt südlich am Calanda, etwa 45 km weit südlich von ihrer Front. Die früher als Nordflügel der „Glarner Doppelfalte“ aufgefaßte Region ist nur die nördliche Region des „Südflügels“; die beiden früher einander entgegen gestellten symmetrischen Falten sind als eine einheitliche, von Süden nach Norden überliegende Überfaltungsdecke zu deuten.

Die Wurzelregion zieht sich dem Rheintal entlang aufwärts und bleibt stets am Südrand des westlich aufsteigenden Aarmassivs. Noch viel klarer als die antiklinale Wurzel ist die Synklinale der ungeheuren, einseitig nach Norden überschobenen Glarnerdecke sichtbar. In einem spitzen Keil erreicht der eocäne Muldenkern den Bifertenstock; weiter westlich sind auf dem ansteigenden Aarmassiv die Sedimente abgewittert.

Die Karten, Zeichnungen und Profile, die schon 1878 mein Vater in seinem „Mechanismus der Gebirgsbildung“ und vollständiger in den „Beiträgen z. Geol. k. d. Schweiz“ Lfg. XXV, 1891 veröffentlicht hat, werden in dieser Gegend des früheren „südlichen Flügels“ der Glarnerdoppelfalte durch die neueren Auffassungen in keiner Weise geändert. Die den Alpen ferner stehenden Geologen werden wohl schon dadurch Zutrauen zu der neuen Auffassung finden, daß mein Vater, der Begründer der Glarner

Doppelfalte, seine frühere Ansicht feierlich niedergelegt hat,[1]) die neue Auffassung nicht nur teilt, sondern sie verteidigt und durch weitere Forschungen tiefer begründet.

Wie kommt es, daß mein Vater selbst damals nicht einen einheitlichen Faltenschub nach Norden angenommen hat? Denken Sie sich, meine Herren, in jene Zeit zurück, da noch niemand daran zweifelte, daß die ganzen Alpenfalten da entstanden seien, wo sie jetzt stehen, da die „Glarner Doppelfalte", die Wurzellosigkeit einzelner inneralpiner Gebirgsteile und ein „Lochseitenkalk" als verkehrter, ausgewalzter Mittelschenkel schon eine unerhörte und für die meisten unbegreifliche Neuerung war. Von Süden wie von Norden her gelangt man auf dem Verrucano immer höher hinauf; dann stößt man darunter auf Eocän — dieses mußte damals als Sack erscheinen, über das von beiden Seiten her die Verrucanodecken aufwärts geschoben worden sind. Und doch schienen ihm schon damals einige wichtige Tatsachen rätselhaft, so das Fehlen der Kreide in der Windgällen-Gruppe und vor allem die sichtbare Wurzellosigkeit der Jura und Triasmassen der Glärnisch- und Urirotstock-Gruppe in dem tiefen Einschnitt des Reußtales.

Seither sind neue Untersuchungen am Nordrand der Alpen gemacht worden. Wurzellose Decken wurden am nordwestlichen Alpenrand von Bertrand in den französischen Alpen gefunden; dann hat Schardt zuerst die Freiburger Alpen als wurzellos und mit den „Klippen" zusammengehörend erkannt. Endlich hat Lugeon die Ideen von Schardt aufgenommen, erweitert und auf das ganze Gebiet der nördlichen Alpen übertragen, die unterdessen durch neuere Untersuchungen besser bekannt geworden waren. Sind nun einmal die nördlichen Kalkalpen als wurzellos erkannt, dann gibt es auch nur noch eine stets nach Norden gerichtete Glarner Falte, und die früheren Rätsel der „Glarner Doppelfalte" sind mit einem Schlag gelöst. Eine gewaltige Überfaltungsdecke erhebt sich am Südrand des Aarmassivs und in dessen Fortsetzung; sie überflügelt das autochthone, im Kern kristalline Zentralmassiv, sie überdeckt die gewaltigen Eocänmassen des Glarnerlandes in Form eines mächtigen Rückens (carapax), der sich wieder nach Norden in die Tiefe senkt. Da, wo die Überfaltungsdecke ihren Höhepunkt erreicht hat, ist die Verrucanodecke durchbrochen und die gefaltete eocäne Unterlage von der Erosion angegriffen.

Die Eocänmassen liegen in der streichenden Fortsetzung des östlich untergetauchten Aarmassivs. Ich muß mir vorstellen,

[1]) Compte rendu Congrès géol. Vienne 1903 S. 124.

daß das ganze Aarmassiv während seiner Auffaltung von autochthonem Eocän und dann ferner von den Überfaltungsdecken überdeckt worden ist. Über den ganzen Nordrand des Aarmassivs stürzen die Überfaltungsdecken von Süden herab und tauchen mit ihrer Front in die Tiefe. In einer späteren Phase der Faltung mag das Aarmassiv erst in seinem mittleren Teil zu größerer Höhe aufgestaut worden sein.

Jetzt ist auch begreiflich, daß der jurassische Kern als einheitliche, nach Norden in die Tiefe strebende Glarner Überfaltungsdecke auf den hohen Bergen zurückbleibt und nur die jüngeren Schichten der Kreide bis zum Urnersee hinabreichen.

Wir haben jetzt eine unterste Decke, die Glarnerdecke, und zwei höhere, daraufliegende, die Mürtschendecke und die Säntisdecke, kennen gelernt. Sie wurzeln gemeinsam am Südrand des Aarmassivs, aber die Abzweigung der beiden oberen muß südlich des Walensees liegen, weiter südlich als bis jetzt angenommen wurde.

Die Gesamtheit der übereinander geschobenen Überfaltungsdecken senkt sich gegen Osten nach dem Rheine. Jenseits des Rheines werden sie von der oft sehr reduzierten Falknisdecke, und diese wiederum von der Triasdecke des Rhätikon, der gewaltigsten aller Überfaltungsdecken, überlagert. Gebirgsmassen, die auf anderen wurzellosen Überfaltungsdecken aufsitzen, können selber keine Wurzel in der Tiefe haben. Nördlich des Rhätikon ziehen die Kreideketten, als Fortsetzung des Säntisgebirges, im Vorarlberg weiter gegen Osten. Die Stirn dieser gefalteten Kreide-Überfaltungsdecke liegt wie im Säntis am Nordrand. Rhätikon und Falknis können schon aus diesem Grunde nicht von Norden hergeschoben sein.

Jetzt gehen wir wieder zum Säntisgebirge zurück, von dem wir ausgegangen waren; doch wollen wir diesmal nach Südwesten dem Alpenrand entlang vorschreiten.

Nördlich des Walensees ist das Säntisgebirge aufgelöst in eine äußerst komplizierte Brandungszone von tektonischen Einzelbergen. Sie stecken im Flysch und ruhen auf Flysch und Molasse. Durch die Erkenntnis des Valangien und dessen Gliederung sind jetzt alle Gründe für das Vorhandensein von Wurzeln unter diesen Bergen gefallen. Mattstock und Goggeien sind aus dem Zusammenhang gerissene, auf Tertiär liegende Einzelberge. Der Goggeien ist wohl der merkwürdigste Kreideberg des ganzen Alpenrandes. Gulmen und Durchschlägi-

berg hängen dagegen noch vollständig mit den hohen Churfirsten in einheitlicher Überfaltungsdecke zusammen.

Westlich des Linthtales setzt die Säntisdecke in fast unveränderter Form, als einfache, zunächst von Süden her absinkende und dann gegen die Molasse aufbrandende Decke, fort. Auch hier ruht, wie an den Churfirsten, der weiße Valangienkalk überschoben auf Flysch. Zwischen der absinkenden und der gegen die Molasse aufbrandenden Zone liegt die klassische Amdenermulde, die westlich der Linth im Oberseetal fortsetzt. Die Amdenermulde ist nur eine Mulde in der normalen Schichtreihe einer Überfaltungsdecke.

Westlich des Linthtales senkt sich mehr und mehr die Stirn der Säntisdecke. Die Kreidedecke wird von Flysch überdeckt, und auf dem Flysch sitzt eine weitere, höhere Kreide-Überfaltungsdecke, die Rädertendecke. Aus den Untersuchungen Burckhardts darf geschlossen werden, daß diese durch eine einfache liegende Mulde mit der Säntisdecke zusammenhängt und nur als randliche Verzweigung der Säntisdecke aufgefaßt werden muß. Die dem Säntis und den hohen Churfirsten entsprechende Faltungszone hat sich zu einer einfachen Decke vereinfacht, und dafür ist im Rücken dieser Decke eine neue Falte stärker hervorgetreten, die westlich des Oberseetales den unteren Lappen der Säntisdecke als eine im Ganzen einfache, etwa 6 km breite, liegende Kreidefalte überlagert. Die liegende Mulde, die hier beide Lappen voneinander scheidet, ist z. T. sehr schön am Wiggis sichtbar. Der Muldenumbiegung am Wiggis entspricht weit im Osten ob Walenstadt die wundervolle, nach Norden überliegende Mulde des Sichelkammes. Von dort gegen den Rhein hin verflacht sich die überliegende Falte; sie senkt sich gegen den Rhein hin als ein einfaches Gewölbe ab. So sehen wir, wie eine Überfaltungsdecke gegen ihr Ende hin zu einem einfachen Gewölbe wird. (Fig. 3).

Auch gegen Westen senkt sich die Rädertendecke in ihrer Längsrichtung. Sie wird im oberen Wäggital von Flysch bedeckt, und auf dem Flysch liegt abermals eine Überfaltungsdecke: die Drusbergdecke. Am Pragelpaß liegen die Mergelschiefer des Berriasien (unterste Kreide) auf dem Flysch. Die frontale liegende Gewölbeumbiegung dieser Faltendecke ist in schönster Weise am Fluhbrig sichtbar. Auch die Drusbergdecke senkt sich gegen Westen, um aber südlich des Muotatales wieder gegen den Frohnalpstock bei Brunnen anzusteigen. In der Senkungsregion ist der nördliche Rand der Drusbergdecke normal von Flysch überdeckt, und auf diesem Flysch sitzen die berühmten „Iberger Klippen". Sie sind vorherrschend auf-


Tectonische Kartenskizze
des nordschweizerischen Alpenrandes
1:750 000.
Seen
„Klippen" in exotischer Facies
Frontale Glieder-Kette
Stirnränder der drei oberen Glarner Überfaltungsdecken
N
W
O
S
Rapperswyl
Zürichsee
Linth
Thur
Säntisdecke
Säntis
Appenzell
Altstädten
Rheintal
Rhein
Sargans
Walenstadt
Walensee
Hüfenstock
Räderten decke
Glarus
Klöntal
Pragelpass
Linth
Klausenpass
Altdorf
Flüelen
Drusberg-Decke
Iberg
Mythen
Schwyz
Fluhbrig
Aubrig
Einsiedeln
Ägeri
Zuger-See
Gersau
Rigihochfluh
Vierwald-stätter See
Luzern
Reuss
Pilatus
Buochs
Stanz

Fig. 3.

gebaut aus Trias und Jura in südostalpiner Facies, mit basischen Eruptivgesteinen; es sind die letzten Denudationsüberreste einer gewaltigen Decke, die sich einmal über den in helvetischer Facies entwickelten Glarner Überfaltungsdecken ausgebreitet hatte. Bei Brunnen und westlich des Urnersees bei Seelisberg ist der obere Teil der frontalen Umbiegung, die Fortsetzung des Fluhbrigs, wieder sichtbar; die ganze Drusbergdecke steigt wieder in die Höhe. Weiter gegen Westen senkt sie sich abermals, und auf dem Flysch der Drusbergdecke liegen wie Zuckerstöcke obenaufgesetzt die den Iberger entsprechenden Klippen: Buochserhorn und Stanzerhorn (Fig. 3).

Wohl Mancher mag trotz den bisherigen Ausführungen denken: Ein Bohrloch, etwa bei Brunnen am Vierwaldstättersee, würde die neue Auffassung der Wurzellosigkeit des Alpenrandes erst beweisen. Wozu ein Bohrloch? Sind denn nicht die tiefen Quertäler, das Linth- und Walenseetal einerseits und das Reußtal andererseits, mehr wert als hunderte von Bohrlöchern nebeneinander? Und sehen wir denn nicht in diesen Quertälern zur Genüge, daß eine Überfaltungsdecke wie die andere mit den ältesten Gliedern auf die jüngsten, den Flysch, überschoben sind?

Der gewaltige, durch tiefe Täler angeschnittene Koloß des Glärnisch zeigt aufeinander aufgetürmt die drei unteren Glarnerdecken. Er liegt auf einer Basis von Flysch und Nummulitenkalk.

Wenn wir weiter nördlich vorschreiten, so sehen wir überall an der Basis der Säntisdecke das Eocän. Am Kerenzerberg östlich Näfels liegt auf Eocän geklebt ein Neocom-Valangienlappen der Säntisdecke, rings von Flysch unterlagert. Nur an zwei Stellen, bei Näfels und östlich Weesen, verbirgt sich die eocäne Unterlage der Säntisdecke auf kurze Strecke unter der Oberfläche des Talgrundes, um alsbald nördlich in der genau entsprechenden Weise sich wieder zu erheben. Oder sollte etwa zufällig gerade da ein Stil einer Pilzfalte angenommen werden, wo die eocäne Unterlage lokal unter die Oberfläche taucht oder mit Schutt verdeckt ist? Eine solche Deutung wäre phantastisch — noch mehr, sie wäre unmöglich; denn oben über der Flyschunterlage gehen die Schichten der Säntisdecke normal und konkordant mit der eocänen Unterlage ungehindert weiter, ohne durch die geringste Störung eine Pilzwurzel zu verraten.

Wenn nun gezeigt wurde, daß an Ort und Stelle wurzellose Überfaltungsdecken im Gebiet des Linthtales keine Theorien

mehr, sondern Tatsachen sind, so müssen auch in dem tiefen Einschnitt des Reußtales, am Urnersee, entsprechende Verhältnisse erkennbar sein.

Wir schreiten von Brunnen in südlicher Richtung vor. Das Gewölbe von Brunnen und Seelisberg muß ein liegendes und zwar auf Flysch liegendes Gewölbe sein; denn weiter östlich, am Fluhbrig, ist nicht nur das liegende Frontalgewölbe, sondern auch die eocäne Unterlage im oberen Wäggital angeschnitten. Der mächtige rundgeformte Frohnalpstock bei Brunnen kann schon aus diesem Grunde nicht nördlich wurzeln. Und dazu kommt der jüngst durch meinen Freund P. Arbenz[1]) gebrachte Nachweis, daß der Frohnalpstock im Süden von einem Schichtenpaket unterteuft wird, das nicht, wie bisher angenommen wurde, als Mittelschenkel einer nach Süden überliegenden Falte gedeutet werden kann, sondern als ein von einer tieferen Decke abgerissener und nach Norden geschleppter Fetzen (lame de charriage) aufgefaßt werden muß, der in keiner Verbindung mit dem Frohnalpstock steht. Ähnliche abgerissene Linsen von Seewerkalk im Flysch sind auch an der Basis der Säntisdecke, am Wiggis z. B., vorhanden.

Die eocäne Zone Betlis-Näfels-Pragel fällt im Riemenstaldental nördlich unter den Frohnalpstock hinein und trennt auch hier zwei verschiedene Facies der Kreide voneinander. In der Drusbergdecke sind die Berriasmergel als Basis der Kreide charakteristisch, und auf den Seewerschichten folgen die Wangschichten. In der unteren Facies der Axenkette dagegen ruhen die Nummulitengrünsande transgredierend auf dem Seewerkalk, und an der Basis der Kreide sind die für die Säntisdecke so bezeichnenden weißen, schrattenkalkähnlichen Valangienkalke, die in der Drusbergdecke durch eintönige dunkle Kieselkalke ersetzt sind. — Aus allem geht mit voller Klarheit hervor, daß die Drusbergdecke eine gewaltige Überfaltungsdecke ist, die auf Flysch ruht und an Ort und Stelle keine Wurzel in der Tiefe haben kann (Fig. 2).

Bis jetzt wurde die tektonisch so hervorragend bedeutende Eocänzone, die von Unterwalden her über das Riemenstaldertal, Muotatal, den Pragelpaß, am Wiggis vorbei nach Näfels und wieder an den Churfirsten hinauf fast lückenlos beobachtet werden kann, als einheitlich betrachtet. Diese Auffassung kann nicht bestehen bleiben; denn das Eocän liegt im

---

[1]) Geol. Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kt. Schwyz). Beitr. zur Geol. d. Schweiz, 1905.

Westen unter der Drusbergdecke, im Osten unter der tieferen Säntisdecke. Die eocäne Zone kann nicht einheitlich sein; sie muß irgendwo, vielleicht an der Silbern oder zwischen dem Pragelpaß und Muotatal, zweigeteilt sein und die westliche Fortsetzung der eocänen Säntisbasis unter die Kreide der Silberengruppe hineinstechen.

Nach diesem seitlichen Ausblick schreiten wir am Urnersee weiter südlich vor. Unter der Drusbergdecke muß die Säntisdecke mit deren oberem Lappen der Rädertendecke liegen, und unter dieser sollte man die Mürtschen-, und zu unterst die Glarnerdecke erwarten. Die Mürtschendecke scheint mit der Glanerdecke zu einem Stück verschmolzen zu sein, oder, was dasselbe ist, erst weiter östlich spaltet sich von der Glarnerdecke die höhere Zweigdecke des Mürtschenstock ab. Der liegende eocäne Muldenkeil zwischen beiden ist am Vierwaldstättersee ausgelaufen, und damit hat sich die Mürtschendecke mit der mächtigen Glarnerdecke vereinigt. Westlich des Urnersees kann keine Mürtschendecke mehr erwartet werden. Auch die Säntisdecke hat sich stark zurückgezogen; sie ist zu einem einfachen, in die Tiefe tauchenden Gewölbe geworden, und die Verzweigung in eine untere Säntisdecke und eine obere Rädertendecke ist verschwunden. Auch ist die Räderten-Säntisdecke nur noch in der Kreide entwickelt, während sich der Malmgewölbekern der Glarnerdecke nicht mehr in eine obere Zweigdecke spaltet. (Fig. 2).

So vereinfachen sich die unteren Glarnerdecken gegen Westen; aber dafür wird die oberste, die Drusbergdecke, umso gewaltiger.

Die Tektonik des Urnersees lehrt uns, daß die Mürtschen- und Säntisdecke mit der Glarnerdecke gemeinsame Wurzeln haben und somit nur als höhere Verzweigungen der Glarnerdecke betrachtet werden müssen. Die Glarnerdecke ist die große Stammdecke, die gegen den Alpenrand hin ihre oberen Zweigdecken getrieben hat (Fig. 5).

So finden wir, daß sich auch liegende oder sogar umgekehrte, in die Tiefe tauchende Überfaltungsdecken in ihrer Längsrichtung nach Form und Größe rasch ändern, und daß sie einander ersetzen und ablösen, sich verzweigen und vereinen, ähnlich wie wir es aus einfachen Faltenbüscheln vom Typus des Jura gewöhnt sind.

In der Ostschweiz bildet die Säntisdecke den nördlichen Alpenrand. Westlich des Walensees greift die mächtiger werdende Rädertendecke über die sich zurückziehende Säntisdecke hinüber. Weiter westlich tritt auch die Rädertendecke

zurück, um von der gewaltigen Drusbergdecke überholt zu werden. Jede erreicht an bestimmter Stelle ihr Maximum — die Säntisdecke im Säntis, die Rädertendecke am Rädertenstock und die Drusbergdecke wahrscheinlich westlich des Urnersees. Der Stirnrand der Decken beschreibt nach außen konvexe Linien. (Fig. 3). An ein Spiel der Wellen wird man erinnert.

Auch die Verzweigungszonen der Glarner Überfaltungsdecken (ausgenommen die Glarnerdecke) wandern schwach diagonal unter spitzem Winkel schräg zum Streichen der Falten. Diejenigen Überfaltungsdecken, welche die größte Breite der Überdeckung erreicht haben, sind auch diejenigen, die auf weiteste Längserstreckung verfolgt werden können. So sehen wir denn, daß die Rädertendecke die schmalste, etwa 5 km breit ist, und dementsprechend ist sie auch in der Längsrichtung die kürzeste, etwa 50 km lang. Die Glarnerdecke ist von den Decken helvetischer Facies die bedeutendste, etwa 40 km breit, und zieht vermutlich durch die ganze Schweiz hindurch. Noch unvergleichlich breiter, gegen 100 km, ist die gewaltige Triasdecke des Rhätikon — sie ist nach den jetzigen Kenntnissen vermutlich fast so lang wie die ganzen Alpen. Ähnliche Beziehungen von Länge und Breite scheinen mir auch in kleineren aufrechten Alpenfalten, so innerhalb des Säntisgebirges vorzuliegen. Sehr oft ist die Länge etwa das 6—15fache der Breitenentwicklung. Je kleiner die Falten, umso rascher ändern sie ihre Formen.

Warum können auch am Urnersee die Säntis- und Glarnerdecke keine Wurzeln in der Tiefe haben? Der jurassische Gewölbekern der Glarnerdecke ist vollständig geschlossen, er bleibt beidseitig auf den Bergen zurück, und nur Kreide und Eocän reichen an den See hinab. Der Malm ist auf dem Flysch von Flüelen überschoben, und dieser unterlagert die grauen gewaltigen Juramassen der Glärnisch-Axengruppe östlich und der Urirotstockgruppe westlich des Urnersees. Aus den Zeichnungen meines Vaters[1]) ist der von ihm gefundene merkwürdige eocäne Kern inmitten der Axenkette bei der Tellsplatte bekannt: eine Mulde in Form eines Gewölbes stehend, also eine umgekehrte Mulde. Der nördliche, an dieses Eocän anschließende Kreidelappen, den ich als vereinfachte Räderten-Säntisdecke auffasse, kann schon deshalb keine Wurzel in der Tiefe haben, weil er zwischen zwei Überfaltungsdecken liegt. Allein am Urnersee ist sogar auf dessen linker Seite grade im Seeniveau noch ein Teil der eocänen Unterlage

[1]) Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz Lfg. 16, t. III.

der Säntisdecke sichtbar, und es ist klar, daß, wie LUGEON 1902 angenommen hat, am Urnersee drei Überfaltungsdecken von oben herab gegen Norden mit ihren frontalen Gewölbeumbiegungen in die Tiefe tauchen und auf Eocän schwimmen. Wozu noch ein Bohrloch?

Während im Säntisgebirge die Säntisdecke den nördlichen Alpenrand bildet, tritt am Walensee unter der Säntisdecke eine eigentümliche Kreidekette hervor, die von dort nach Westen den nördlichen Alpenrand bildet. Es ist nicht eine zusammenhängende Falte, sondern sie erscheint schon bei einem Blick auf die Karte aufgelöst in einzelne, im Flysch steckende Glieder; sie soll deshalb als frontale Gliederkette bezeichnet werden.

Am Walensee tritt unter dem Durchschlägiberg, ganz von Flysch eingefaßt, ein kleines Gewölbchen aus Seewerkalk und Schrattenkalk hervor. Schon am Flibach endet es. In ungefährer Fortsetzung folgt westlich der Kapfenberg bei Weesen, eine nach Norden ansteigende Platte von Schrattenkalk auf Seewerkalk und Flyschsandstein. Westlich der Linth erhebt sich in streichender Verlängerung die Wagetenkette als einfaches, fast aufrechtes Gewölbe. Sie verschwindet plötzlich mit dem Westabfall des imposanten Küpfenstockes. Es folgt eine etwa 1600 m weite Unterbrechung durch Flysch; in dem tiefen Einschnitt des Trebsenbaches sind keine Spuren von Kreide mehr vorhanden. Wieder folgt eine Kreidefalte, die sich zu dem großen Aubrig erhebt, um wiederum schroff und unvermittelt zu enden. In dem tiefen Einschnitt an dessen Westende liegt wieder der Flysch, wo man die älteste Kreide erwartet hätte. Plötzlich erscheint abermals im kleinen Aubrig die Fortsetzung der Kreidekette. Der kleine Aubrig senkt sich als einfacher Faltenrücken gegen Westen in die Tiefe unter die gewaltige Flyschmasse der Gegend von Einsiedeln. Auf diesem Flysch sitzen obenauf die „Klippen“ der Mythen. Bei Seewen erhebt sich wieder eine Kreidefalte aus dem Flysch hinauf zur Rigi-Hochfluh. Bei Gersau findet sie wieder ein schroffes Ende. In ungefährer Fortsetzung liegen Vitznauerstock, die Nasen des Vierwaldstättersees, Bürgenstock, Lopperberg, Pilatus. Das einfache Gewölbe wird zweiteilig, dann dreiteilig. Auch die Kreidefalten des Pilatus verändern sich gegen Westen fast plötzlich; sie setzen fort über die Schrattenfluh und die Scheibe bis an den Thunersee. Westlich des Thunersees sind sie von den gewaltigen Decken der „Préalpes“ überdeckt. Die ganze Kette vom Walensee bis an den

Thunersee ist aufgelöst in eine Reihe von Gliedern, die z. T. plötzlich im Flysch erscheinen und wieder verschwinden.

Das Westende des Säntisgebirges gibt den Aufschluß für die Erklärung der plötzlichen Längsunterbrechungen. Wir finden in der frontalen Gliederkette ganz analoge Erscheinungen. Die Falten sind längsgestreckt oder seitlich auseinander gerissen. An den seitlichen Enden sind die Kreidegesteine häufig sehr stark metamorph, und es sind oft alle Schichten, namentlich auch die des aufsteigenden Gewölbeschenkels sehr stark reduziert oder ganz verloren gegangen. Jetzt begreifen wir, warum zwischen Groß- und Klein-Aubrig, oder zwischen dem Ostende des Groß-Aubrig und dem Küpfenstock in den tiefen Quertaleinschnitten Flysch vorliegt. Zwischen Groß- und Klein-Aubrig liegt ein abgetrennter Kreidefetzen. Das Ostende der Groß-Aubrig-Falte ist wie eine heiße Siegellackstange fadenförmig in der Längsrichtung in eine Spitze gezogen.

Echte Querfaltung, die durch Zusammenschub in der Längsrichtung der Falten bedingt wäre, ist, soweit mir bekannt, in den ganzen Alpen noch nirgends einwandfrei nachgewiesen worden. Die plötzlichen Kreideketten-unterbrechungen sind nicht, wie bisher angenommen wurde, durch Querfaltung, sondern durch das Gegenteil davon, durch relativen Zug in der Längsrichtung und z. T. durch Längszerreißen der Gewölbe entstanden. Dieses Längszerreißen muß schon vor dem Ende der Faltung eingetreten sein, da die Faltenformen zweier einander gegenüberstehender, entsprechender Enden nicht ganz gleich geblieben sind. Solche Längszerreißungen wären nach meiner Ansicht in einer an Ort und Stelle wurzelnden Falte undenkbar.

Als eine in einzelne Stücke zerrissene Falte kann die frontale Gliederkette aber auch nicht mehr in regelmäßigem und ursprünglichem Zusammenhang mit den unteren Glarner Überfaltungsdecken stehen. Gewiß kann am Urnersee die Rigihochfluh aus tektonischen und stratigraphischen Gründen einzig mit der Glarnerdecke in Zusammenhang gebracht werden, und ich betrachte gerade diese Verbindung als einen der großen Griffe von Lugeon[1]; nach meiner Ansicht kann hingegen der Zusammenhang nicht mehr in normaler Schichtreihe vorhanden sein. Die frontale Kreidefalte ist in einzelne Köpfe auseinander getrennt und aus dem ursprünglichen Zusammenhang mit der Glarnerdecke gerissen. (Fig. 2).

---

[1]) Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. France (4) **1**. 1901.

Wenn eine Überfaltungsdecke nach Norden gestossen wird, so beschreibt ihr Stirnrand mehr und mehr einen nach außen konvexen Bogen. Die Falten werden in der Längsrichtung um so viel gestreckt oder zerrissen, als der Differenz von Bogenlänge und Sehne entspricht. Werden dazu noch höhere Decken auf die schon vorhandene geschoben, so kann im Querprofil eine vollständige Abtrennung und Loslösung der frontalen Faltenköpfe eintreten. Sind die äußeren Teile einmal von ihrem Zusammenhang mit den inneren abgequetscht, so können sich die ursprünglich liegenden Falten bei weiterer Pressung im Flysch aufrichten. So stelle ich mir die Entstehung der frontalen Gliederkette vor.

Diese Betrachtung leitet uns mehr und mehr über zu einer vergleichenden Morphologie und Entwicklungsgeschichte der Überfaltungsdecken.

Es ist nach der jetzigen Kenntnis ganz klar, daß alle Glarner Überfaltungsdecken aus ursprünglich einfachen Falten hervorgegangen sind, daß die Überfaltungsdecken nur als übertriebene Falten und nicht als ein „Phénomène spécial" aufgefaßt werden können. Sie sind keine reinen Überschiebungen; sie sind nicht aus Brüchen hervorgegangen und dürfen keineswegs etwa mit den Überschiebungen des westfälischen Kohlengebirges verglichen werden. Die Faltung ist das primäre, und was als Überschiebung oder Faltenverwerfung sichtbar ist, ist aus bruchlosen Falten hervorgegangen.

Die Faltennatur der Decken gibt sich in mannigfaltiger Weise zu erkennen. Die mächtige Glarnerdecke wird auf ungeheure Flächen von einem Mittelschenkel aus Hochgebirgskalk, oft auch dazu noch aus Dogger und Röthidolomit in verkehrter Schichtfolge getragen. Der normal über 500 m mächtige Malm ist in dünne Schichten gequetscht, marmorisiert, bruchlos gestreckt und geknetet; es ist der Typus eines hochentwickelten, unter höchster Belastung und gleichmäßiger Bewegung, durch reine Faltenübertreibung entstandenen Mittelschenkels. Viele Reste verkehrter Mittelschenkel fehlen auch den höheren Decken nicht. So liegen an der Basis der Mürtschendecke am Schild bei Glarus einzelne dem Lochseitenkalk analoge Malmlinsen, und auch an der Basis des Verrucanos der Säntisdecke hat Herr Oberholzer aus Glarus südlich Walenstadt verkehrte Schichtenfetzen von Lias aufgefunden.

Es wurde gezeigt, daß die Rädertendecke gegen

Osten als einfaches, nach Norden überliegendes und dann aufrecht und flacher werdendes Gewölbe endet. Die Säntisdecke wird gegen Westen einfacher und ist am Urnersee nur noch in Form eines einfachen, nach der Tiefe strebenden, umgekehrten Gewölbes vorhanden. Ähnliche Übergänge zu einfachen liegenden Falten hat Lugeon aus den westlichen Berneralpen von Decken geschildert, die in ihrer mittleren Region mehr den Charakter reiner Überschiebungen tragen. — Auch die frontalen einfachen, mehr oder weniger liegenden Gewölbe mit erhaltener verkehrter Schichtreihe (Säntis, Mattstock, Bärensoolspitz, Fluhbrig — Flifalte, Aubrig, Rigihochfluh u.s.w.) zeigen unzweideutig die Faltennatur.

Die Gewölbeform der Schichten kann wegen Erosion und Metamorphose in den Wurzeln der Decken meist nicht mehr deutlich erkannt werden. Dagegen sind die meisten liegenden oder umgekehrten Mulden vorhanden, und diese zeigen z. T. in schönster Weise den reinen, ungebrochenen Faltenbau (so die eocäne Synklinale der Glarnerdecke am Bifertenstock, an den Brigelserhörnern bei Panix, am Flimserstein (Fig. 1), die der Rädertendecke am Wiggis, die umgekehrte eocäne Mulde der Säntisdecke am Vierwaldstättersee u. s. w.

Schon im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ 1878 steht der Satz: Die Schichten der Gewölbeumbiegungen sind verdickt. Diese Erscheinung muß für übertriebene Falten, d. h. für Überfaltungsdecken, ebenso übertrieben sein. In der Säntisdecke bleibt an den hohen Churfirsten der Malm etwa 7 km weit von der Kreidefront zurück; in der normalen Schichtreihe ist die Kreide etwa 800 m mächtig. Die gleiche, oft noch viel stärker ausgeprägte Erscheinung betrifft alle Glarner Überfaltungsdecken. Schon ein Blick auf die geologische Karte 1 : 500000 zeigt die überraschende Tatsache, daß in der Nordschweiz der ganze helvetische Alpenrand in breiter Zone nur aus Kreidefalten besteht, während der Malm und die älteren Schichten als Überfaltungsdeckenkerne weit zurückbleiben. Die Kreideschichten werden oft zehnmal so weit vorgestoßen, als ihrer Mächtigkeit entspricht. Wäre der obere Jura in mergeliger Facies entwickelt, so würde allerdings die Kreidezone schmäler sein; denn der bis 600 m mächtige Hochgebirgskalk weigert sich, in den oberen Decken in spitze liegende Gewölbekerne ausgequetscht zu werden.

Sind die Überfaltungsdecken aus einfachen Falten hervorgegangen, so muß der folgende Satz für die Überfaltungsdecken ebensogut gelten, wie für die gewöhnlichen primitiveren Falten: An den seitlichen Enden der Falten ist, (von Längs-

streckung abgesehen) der embryonale Zustand des mittleren Teiles erhalten. So dürfen wir also annehmen, daß das Säntisgebirge in einem früheren Entwicklungsstadium eine einfache, niedersinkende und dann gegen die Molasse schwach aufbrandende Decke war, in einer Form, wie sie uns jetzt die Säntisdecke unmittelbar westlich der Linth zeigt. Die nördlichste Falte war im Säntisgebiet schon vorhanden; da dauerte der Horizontalschub weiter. Die nun einmal an Ort und Stelle transportierte Kreideschichtenreihe wurde gefaltet, als wäre sie primär am Meeresgrund an Ort und Stelle abgelagert worden. Es entsteht ein Faltenbau im Gewölbeschenkel der überschobenen Decke, und es entwickeln sich Falten, die ein autochthones Gebirge vortäuschen können. Das Säntisgebirge ist eine gefaltete Überfaltungsdecke. Ganz analog sind die Verhältnisse in den Préalpes médianes. Die einzelne Falte ist an Ort und Stelle entstanden; das Material, aus dem sie gebildet ist, war fern von Süden hergebracht worden. Es reihte sich südlich Falte an Falte. Noch ist in der mittleren Säntisregion das südlichste Gewölbe VI als einfacher, symmetrischer, aufrechter Gewölberücken in embryonalem Zustand erhalten geblieben. Der Faltenschub hat im mittleren Säntis nachgelassen, bevor das südlichste Gewölbe fertig entwickelt war.

In ähnlicher Art stelle ich mir auch die genetische Reihenfolge der übereinander liegenden Überfaltungsdecken vor. Bis jetzt sind noch keine Beweise erbracht worden, daß eine liegende Überfaltungsdecke unter einer schon vorhandenen hangenden entstanden ist; wohl aber läßt sich zeigen, daß im Gegenteil die hangende Decke später oder höchstens gleichzeitig mit der liegenden sich entwickelt hat. Ich kann mich in dieser Beziehung der Ansicht von Lugeon nicht anschließen, daß die Préalpes médianes älter seien als die darunter liegenden Decken helvetischer Facies. Die Ausführungen Lugeons[1]) beweisen nach meiner Ansicht nur, daß nach dem hauptsächlichen Transport der Decken der Faltenschub weiter fortdauerte und, ähnlich wie am Deyenstock im Glarnerland, zwei Decken verschiedener Herkunft gemeinsam ergriff. Wenn in der Tat die gewaltige Decke der Préalpes médianes in den Freiburgeralpen älter als die liegenden Decken in helvetischer Facies wäre, so dürfte Lugeon nicht mit Schardt einverstanden sein, der, wie mir mehr als nur plausibel erscheint, die äußerste zerrissene Kreide-Jura-Kette, die „Zone externe des Pléyades-Voirons" als[2]) „arraché à la zone interne et entrainé en avant

[1]) Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. France (4) 1. 1901 S. 754.

[2]) Ebenda S. 752.

par le chevauchement des Préalpes médianes“ auffaßt. Ganz ähnliche Verhältnisse finden wir innerhalb der Glarner Überfaltungsdecken. So muß z. B. die Flifalte bei Weesen am Walensee als ein Glied der frontalen Gliederkette aufgefaßt werden, das durch die vordringende obere Säntisdecke aus dem Zusammenhang mit der liegenden Glarner- oder Mürtschendecke gerissen wurde, und die ganze Übereinanderlagerung der Glarnerdecken wird erst dann verständlich, wenn die hangenden Decken als die jüngeren oder höchstens gleichalten betrachtet werden.

Die Differenz in der Formgestaltung der tieferen und höheren Decken, und der Einfluß, der durch die hangenden Decken auf die tieferen ausgeübt wird, ist sehr bedeutend.

Das Säntisgebirge konnte sich frei entwickeln; denn es wurde nie von einer höheren Decke überdeckt. Es entstand ein Faltengebirge, in welchem sogar eine Falte schwach südlich überliegt. Die normal liegende Schichtreihe ist im Säntis wie in den hohen Churfirsten in normaler Mächtigkeit erhalten geblieben.

Ein total anderes Bild finden wir in der Falknisdecke unter dem Rhätikon, in ostalpinen Decken am Nordrand der hohen Tauern,[1]) oder in der Glarnerdecke an der Basis des Glärnisch. Die normale Schichtenserie ist dort sehr wechselvoll reduziert, partiell oder total dynamometamorph, oder sie kann sogar ganz auskeilen.

Woher sollen diese Reduktionen abzuleiten sein, als von den sich darauf legenden höheren Überfaltungsdecken? Eine in normaler Schichtfolge reduzierte oder gar stückweise zerrissene Decke kann unmöglich in dieser Form unter einer schon vorhandenen hangenden vorgedrungen sein — dann müßte man im Gegenteil nur Stauungserscheinungen der liegenden erwarten. Die unteren sind die älteren, und die jungen legten sich darüber.

Unter schon vorhandenen Decken würde sich eine werdende Decke auch nicht zuerst erheben — das Aufrichten ist aber verständlich, wenn die werdende Decke als die hangende nach oben ausweichen konnte, bis sie durch ihre eigene Last sich nach Norden, nach der tieferen Basis, niederlegen mußte. Die Glarner Überfaltungsdecken sind nicht allein heberartig durch ihre eigene Schwere gewandert; die breite Absenkungszone erleichterte nur den Nachschub und unterstützte nur die weite Wanderung. Wären die Decken allein durch ihre

---

[1]) P. Termier, Les nappes des Alpes orientales. Bull. soc. géol. France, 1904.

Schwere weiter gewandert, dann müßten überall in der Absenkungszone statt Stauung und Faltenbildung (Mürtschenstock, Sichelkamm) Streckungen oder Zerreißungen vorliegen, und die Verzweigung einer Stammdecke in Zweigdecken in der Absenkungszone, wie sie in den Glarner Überfaltungsdecken vorliegen, wären nach meiner Ansicht ganz undenkbar. Wo Streckungen und Zerreißungen in liegenden Decken konstatiert worden sind, können sie auf das Vordringen und Auswalzen durch die hangenden zurückgeführt werden.

Jede Deckenverquetschung (amincissement des nappes, z. B. Zone interne des Préalpes, Drusbergdecke bei Sisikon, Falknisdecke, Glarnerdecke am Glärnisch u. s. w.) wäre für mich undenkbar, wenn ein intrusives Eindringen zwischen oder unter schon vorhandene Decken stattgefunden hätte. Ein passives Wandern der „Klippen“ auf dem Rücken der Drusbergdecke ist mir unwahrscheinlich und könnte höchstens in sehr beschränktem Maße stattgefunden haben.[1])

Noch eine weitere Überlegung bescheinigt, daß die hangenden Decken die jungen sind. Die Mürtschen-, Säntis-, Räderten- und Drusbergdecke müssen als höhere Verzweigungen der Glarnerdecke aufgefaßt werden und haben höchst wahrscheinlich mit ihr die gemeinsame Wurzel am Südrand des Aarmassivs (Fig. 5). Alle diese vier höheren Decken enthalten, in den äußeren Teilen zum mindesten, eine vollkommene und normale Kreideentwicklung mit sekundären schönen Faltungen. Wie sollte das möglich sein, wenn sich an der alten Basis einer vorhandenen Decke Verzweigungen ausstülpen müßten? Nein, auch aus mechanischen Gründen können sich an der Überschiebungsfläche keine Faltenverzweigungen bilden; denn dort ist die größte Reibung, dort bleiben einzelne Schichtenpakete bei der Bewegung relativ zurück oder werden reduziert, und es bewegen sich die höheren Schichten rascher oder doch nicht langsamer nach Norden, als die Basis der ganzen bewegten Decke.

Beobachtungen und Überlegungen führen einstimmig zu dem Resultat: Die hangende Decke ist jünger oder höchstens gleich alt wie die liegende.

In einer vollkommen entwickelten Decke [Glarnerdecke, Säntisdecke, oberste helvetische Decke der Berneralpen (zone interne et externe), Préalpes médianes] kann man von Süden nach Norden eine Wurzelregion, eine Erhebungszone, eine Kulminationszone, eine Absenkungszone, eine Senkungszone, eine Aufbrandungszone und eine Stirnregion unterscheiden. Im Säntisgebirge und in den Préalpes médianes ist die Auf-

[1]) Die Tatsache, daß sich Gerölle der Klippenfacies in der Molassenagelfluh finden, ist noch nicht genügend erklärt, und scheint deshalb den obigen Ausführungen nicht ganz zu entsprechen.

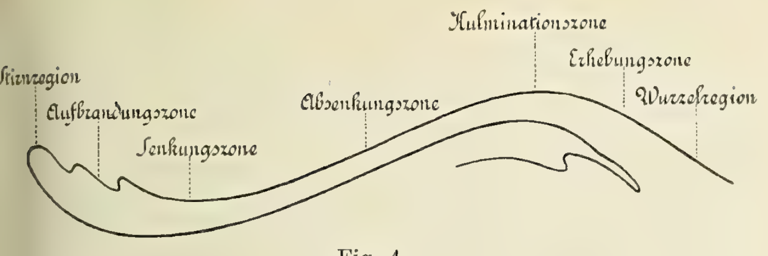


Fig. 4.
Die Zonen einer einfachen Überfaltungsdecke.

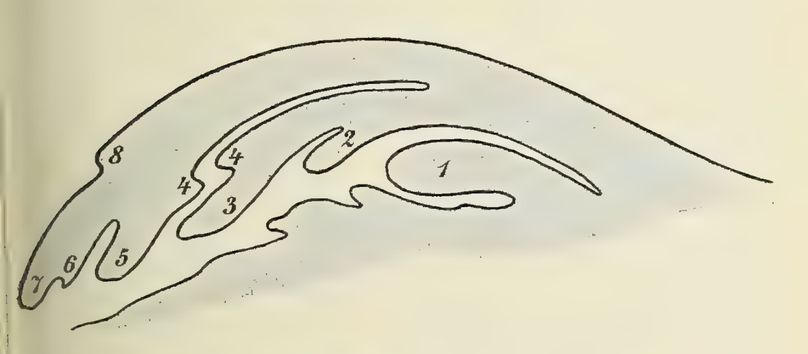


Fig. 5.
Verzweigte Tauchdecke
Typus des Gneis vom Simplon und der Glarner Überfaltungsdecken am Urnersee (1—8 = genetische Reihenfolge).

brandungszone gefaltet. An anderen Stellen oder in anderen Decken fehlt die Aufbrandungszone, und die Stirnregion fällt mit der Senkungszone zusammen; die Decken sind reine Tauchdecken, die die Molassenküste nicht erreicht haben (Säntis- und Drusbergdecke am Urnersee, die entsprechenden helvetischen Decken der Unterwaldner- und namentlich der Berneralpen, Simplon u. s. w.) (Fig. 6). Durch die neu hinzukommende Überlastung wird der jetzige Alpenrand, der schon vor der Ankunft der Decken viel tiefer als die inneralpine Zone gelegen haben muß, noch mehr eingedrückt, umso tiefer, je größer die Massen der Überfaltungsdecken sind. So mögen z. T. die vertikalen Längsschwankungen der wurzellosen Decken am nördlichen Alpenrand entstanden sein (z. B. tiefere Lage der Préalpes als der Klippen, tiefere Basis der Drusbergdecke am Urnersee, als am Drusberg und Fluhbrig u. s. w.)

Fig. 6.

Versuch einer Rekonstruktion der Glarner Überfaltungsdecken im Glarnerland (westlich Sernf—Linth).

ca. 1 : 300000.

G = Glarnerdecke.
M = Mürtschendecke.
S = Säntisdecke.
R = Rädertendecke.
D = Drusbergdecke.

F = frontale Gliederkette.

K = untere exotische Decke der „Klippen“ (Mythen, Préalpes méd.).

K¹ = obere exotische Decke der „Klippen“ (Hornfluhbreccie?)

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

57. Band.

III. Heft.

Juli, August, September 1905.



(Hierzu Tafel XV—XIX u. 2 Beilagen.

Berlin 1905.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besserschen Buchhandlung (W. Hertz.)
SW. Kochstrasse 53.

Durch ein Versehen des Buchbinders sind im zweiten Hefte die Monatsberichte vor den Aufsätzen eingeheftet worden.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1906

Vorsitzender:	Herr Beyschlag	Schriftführer:	Herr Gagel
Stellvertretende Vorsitzende:	„ Wahnschaffe		„ Philippi
	„ Schmeisser		„ Krusch
Schatzmeister:	„ Dathe		„ Kühn.
Archivar:	„ Jentzsch		

Beirat für das Jahr 1906

Herren: Baltzer-Bern, Kayser-Marburg, Rothpletz-München, Steinmann-Freiburg i. Br., Wichmann-Utrecht und Kalkowsky-Dresden.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der K. Preuß. geol. Landesanstalt u. Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Dr. C. Gagel tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens 8 Tage nach dem Vortrage einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 M. Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M.). Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden, solche von einzelnen Monatsberichten überhaupt nicht, da letztere insgesamt mit dem letzten Hefte jedes Jahrganges nochmals herausgegeben werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zu Gunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und soweit angängig besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Landesgeologen Dr. P. Krusch**
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte Herrn **Landesgeologen Prof. Dr. Jentzsch,**
3. sonstigen geschäftlichen Briefwechsel, insbesondere Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen Herrn **Landesgeologen Dr. C. Gagel,**
   sämtlich zu Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
4. Die Beiträge sind an die J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachf. Berlin SW., Kochstr. 53, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des III. Heftes.

Briefliche Mitteilungen.

---

tretenden Flußspate vergesellschaftete Adular als sein ebenso bezeichnendes Äquivalent angesehen werden. — Sodann die wieder ganz besonders „sächsisch“ anmutenden Wolframmineralien, und schließlich im ostharzer Kupferschiefer auch noch das Molybdän. Und alle drei Erstgenannten — für das Molybdän liegen die erforderlichen Kupferschieferanalysen vom westlicheren Harzrande noch nicht vor — haben zugleich eine ziemlich scharfe, gemeinsame Westgrenze: jene Linie, auf der sich Schwerspat und Albit am Harzrande zwischen Rottleberode und dem Geweindewalde scheiden, westlich hinter Stolberg entlang bis zum Ramberggranite hinaufgeführt, schließt auch jene anderen gegen West hin ab, einzig abgesehen von etwas Flußspat, der im inneren Harze auch noch westlicher anzutreffen ist. Solcher, z. B. der Treseburger und gewiß auch ein entsprechendes Quantum anderwärts, dürfte der einzig authigene sein. Und hiermit wäre dann zugleich der sonderbare Widersinn beseitigt, daß im Westharze trotz allen Granites der Flußspat so knapp ist, während der Ostharz die Fülle besitzt: dieser relative Überschuß ist es, der von außerhalb eingeführt wurde.

Wenn, wie in unserem Falle mit dem Albit u. s. w., so eigenartige Gebietsteilungen oder Grenzen zur Erscheinung kommen, dürfen wir gewärtig sein, auch anderen lokalen Differenzen zu begegnen, denn wenn überhaupt, so gibt es mindestens in solchen Dingen keinen „Zufall“, sondern nur naturgemäße Folgen oder Wirkungen vorhandener Ursachen, und diese lassen sich in der Regel gar nicht so schwer nachweisen.

Die letzte Ursache der in Rede stehenden Erscheinungen war auch hier eine Niveaudifferenz, obenein vielleicht eine ziemlich unbedeutende, überkommen aus der postkulmischen, präoberkarbonischen Faltung unseres Schiefergebirges. Die Gegend der Albitgrenze bildet im großen, wenn auch nicht in den Details des Schichtenstreichens und ebensowenig orographisch heutzutage, einen Sattel. Was dieser Sattel in permischen Zeiten war, tritt besonders klar dadurch hervor, daß er selber nicht vom Rotliegenden überdeckt wurde und so zugleich zur Grenzscheide wurde für zwei total verschiedene Fazies des Rotliegenden: nur ein paar Kilometer westlich, vor der unserem Sattel unmittelbar anliegenden Stieger Mulde vorgelagert, sehen wir das stark vulkanische Rotliegende von Herrmannsacker, Neustadt, Ilfeld u. s. w. mit seinen mannigfaltigen Eruptivgesteinen und Tuffen; wogegen ebenso nahe östlich, zwischen Uftrungen und Breitungen, das ostharzer Rotliegende mit zumal in dieser Gegensätzlichkeit fast überraschend reinen Sandsteinen beginnt, um für mehr als dreißig Kilometer, bis zu dem bekannten

Melaphyrbombenlager am äußersten Ostfuße unseres Gebirges, als rein neptunisches Gebilde fortzustreichen, immer am Ostflügel unseres Sattels hin, denn dieser ist es, der, mit dem Westflügel stark gegen NO divergierend, hier so ziemlich genau auch den Gebirgsrand bildet.

Es ist nun wohl so unwahrscheinlich nicht, daß dieser Sattel als Grenze, bei allem, was er sonst noch trennte, besonders auch Gerölle, überhaupt Sedimente verschiedener Provenienz auseinanderhielt und so auf seiner Ost-, oder genauer Südostseite vorwiegend sächsisches Gesteinsmaterial an- oder vorgelagert bekommen hatte. Selbstverständlich soll hiermit nicht gesagt sein, daß jene Ablagerung in ihren Hunderten von Metern Mächtigkeit dort von unten bis oben aus nichts anderem bestände, als aus sächsischen Gneisen, „Stockwerks“-Gesteinen, Porphyrgeröllen etc. in beliebigen Graden der Körnung, sondern nur, daß jene Sedimente in irgendwelchen Niveaus soviel von dem betreffenden Materiale enthalten, wie zur Extraktion zunächst und dann zur Rekristallisation jener sächsischen Mineralien im Harze nötig war. Die orographische Rolle, die das sächsische Gebirge schon seit sehr alten Zeiten spielt, macht es wahrscheinlich, daß wenigstens ein Teil seines Schuttes innerhalb des langen Zeitraumes bis zum oberen Rotliegenden auch in die Gegend des Harzes und der unteren Goldenen Aue geraten sein kann, wenn schon ein direkter Ursprungsnachweis, wie man ihn z. B. an den Diluvialgeröllen mit so glänzendem Erfolge durchgeführt hat, bei so alten und vor allem so überaus zersetzten Ablagerungen seine ganz besonderen, vielleicht sogar unübersteiglichen Hindernisse haben muß. Im Übrigen genügt allerdings schon ein bloßer Blick, um einen Harzkenner davon zu überzeugen, daß im harzer Rotliegenden z. T. *sehr* viel Material nichtharzischen Ursprunges vorliegt.

Der Grölltransport war also für die Bildung der Harzmineralien genau so wichtig, genau genommen, wie die nachträglich erfolgte Laugenarbeit; denn daß die Laugen allein jene gewaltigen Flußspatmassen z. B., ebenso den Wolframit, die rund 180 km von Chemnitz, Euba, Geyer u. s. w. herangeschafft haben könnten, rein im Wege des Auflösens hier und Wiederausscheidens dort, ist sehr wenig wahrscheinlich. Nebenher wäre es ohnehin schon vielleicht zu viel angesonnen, daß die Laugen jene Mineralien *anstehendem* Gesteine hätten entnommen haben sollen: in den paar hundert Fuß, die die Laugen unter normalen Verhältnissen, d. h. dort, wo ihnen nicht Spalten den Weg in dann allerdings weit beträchtlichere Tiefen gebahnt hatten, in anstehende Gesteine eindrangen, wären jene Mineralien

wohl auch aus Sachsen nicht in ihrer vorhandenen Menge zu haben gewesen. Auch hierfür war jene großartige „mechanische Aufbereitung“, deren Produkte uns in den gewaltigen Ablagerungen des Oberkarbons und des Rotliegenden vorliegen, gewiß gerade das Erforderliche.

Daß trotzdem, d. h. obgleich das sächsische Material dem Harze gewissermaßen vor die Tür angeliefert wurde, in Sachsen Adular, am Harze aber Albit daraus hervorging: Diese Tatsache eröffnet noch eine besondere Perspektive, deretwegen sie nicht ignoriert werden soll. Die einfachste Erklärung hierfür ist, daß am Harze trotz aller Kalifunktion — es sei hier nochmals an die Ilfelder halurgometamorphen Eruptivgesteine mit ihren sieben, an die oberharzer Gangtonschiefer mit ihren fünf Prozent Kali erinnert — doch nicht mehr Kali genug in den Laugen vorhanden gewesen sein mag, um die Entstehung eines Kalifeldspates zuzulassen. Dieses zugegeben, kommen wir sofort wieder mit zwei grundverschiedenen anderen Erscheinungen in Einklang, die auch sonst noch in unser Problem hineingreifen: Wir haben unsere Laugen nie als unerschöpflichen Ozean betrachtet, sondern nur als den Ablauf eines Steinsalzlagers, welcher wohl hinreichte, die von ihm eingenommenen Territorien zu durchtränken und zu zersetzen und in Gestalt von Sümpfen, Tümpeln, Teichen und Pfützen zu überdecken, der aber gerade hierin ein einmal gegebenes Quantum darstellte, das also in Nichts eben als unerschöpflich zu betrachten ist. So auch an Kali nicht. Nun wissen wir aber, daß gerade das Kali von allerlei Tonerdematerial stark absorbiert wird. Folglich hat diese Absorption auch überall im Rotliegenden u. s. w. stattgefunden. Wenn nun die Laugen am Harze kaliärmer waren, als in Sachsen, so folgt hieraus weiter, daß sie von Sachsen, also von Osten oder Südosten nach dort gekommen sind. Wir hätten also das präzechsteinische Salzlager, welches die Laugen lieferte, im Osten zu suchen und beobachteten zugleich ein — wohl säkulares — Niedersinken der Rotliegenden-Wüste gegen Westen hin. Hiermit ist es denn wieder durchaus in Übereinstimmung, daß schließlich gerade im Westen der Einbruch des Zechsteinozeans erfolgte, wie ich das rücksichtlich der Kupferschieferfrage schon wiederholt, auch an dieser Stelle, dargelegt und begründet habe.

Betreffs der Albit-, Flußspat-, Wolframitgrenze im Harze bedarf es wohl der besonderen Hervorhebung kaum, daß sie, zumal gegen das spaltenreiche Innere des Harzes hin, mit dem Verlaufe der erwähnten Sattellinie natürlicherweise nicht völlig übereinstimmen kann. Nur bei Lagern — und am Rotliegenden sahen wir ja derartiges — kann eine Sattellinie zugleich auch

eine vollkommene Grenze für zwei verschiedene Fazies bilden; auf Gangspalten angewiesene Mineralien gehen dagegen in diesen allemal so weit, wie sie irgend gelangen können, eventl. auch quer durch die höchsten Sättel hindurch, falls ihnen hier Spalten den Weg gebahnt haben. Und so kann es denn eben kommen, daß eine Mineraliengrenze stellenweise recht weit hinter der Sattellinie entlangläuft, die doch die eigentliche Grundursache der interessierendeu Verschiedenartigkeiten ist. Die unsrige erscheint weit nach W ausgebogen, entsprechend der Ausdehnung der aus SO gegen NW streichenden Gänge, deren W-Endigungen sie z. T. zu umziehen hat.

Bevor wir wieder zu Allgemeinerem zurückkehren, haben wir uns erst noch mit einer ganz eigentümlichen Erscheinung zu beschäftigen, einer Erscheinung, die zwar gewiß nicht spezifisch ostharzisch, nicht einmal ausschließlich harzisch ist, vielleicht aber nirgends besser als gerade im Ostharze auf ihre letzte Ursache untersucht werden kann. Es ist das die sonderbare Erscheinung, daß Erzgänge durch Diabas angereichert werden.

An sich ist dieselbe bekanntlich längst beobachtet, und oft genug liegt sie so greifbar vor uns, daß man kaum fehlschließen wird, wenn man in ihr eine der Hauptstützen der Erzgang-thermentheorien vermutet. — Gerade im Harze tritt nun aber der Diabas — einerlei welche Varietäten desselben — stets lagerförmig auf, garnicht selten sogar geradezu als Tuff: wohlgeschichtet, konkordant zwischen Liegendem und Hangendem und zumal mit letzterem durch Mischungssedimente auf das Engste verbunden. — Derartige Bildungen sind nun allerdings für die Konstruktion vulkanischer Thermen nicht besonders geeignet; es kann daher nicht überraschen, daß man mit dem Aufgeben des harzer Grünsteines als echt eruptives Durchbruchsgestein auch zugleich seine Eigenschaft als Erzbringer zu ignorieren gezwungen war.

Und dennoch besteht diese: die „Hoffnung Gottes“ und die „Albertina“ bei Harzgerode, das reiche Erzrevier von Neudorf, der Weiße Berg bei Hayn, manche Teile des Straßberger Reviers und noch so manche der kleinen Erzvorkommnisse im Gebiete der oberen Selke besonders, sprechen deutlich genug für das Bestehen jener Beziehung. Nun beobachten wir aber etwas scheinbar höchst Widerspruchsvolles: mit Ausnahme ganz vereinzelter Vorkommnisse im Neudorfer Reviere vielleicht, sind alle diese den Erzgängen benachbarten Diabase keineswegs besonders zersetzt, sondern sie sehen genau so aus, wie andere Diabase im Harze ebenfalls aussehen, und führen auch ihre Schwefelmetalle noch wie alle anderen gewöhnlichen harzer Diabase. Außerdem

sehen wir in den meisten Fällen, daß diese Diabaslager zwar in mehr oder weniger großer Nähe der Gänge liegen, aber keineswegs immer von diesen selber durchsetzt zu werden pflegen. Und dann, bei noch eingehenderer Betrachtung und Durchdenkung dieses Phänomens, werden wir uns einer zwingenden Erkenntnis nicht länger verschließen können, die vollends geeignet zu sein scheint, Alles, was wir hier beobachtet zu haben glauben, wieder mit Mißtrauen ansehen zu lassen: die betreffenden Anreicherungen sind überhaupt viel zu bedeutend, als daß man den Diabas, selbst wenn er zersetzt wäre — und das ist er, wie gesagt, oft nicht einmal — allein dafür in Anspruch zu nehmen vermöchte.

Die Erklärung für all Dieses ist dennoch eine sehr einfache. Zunächst stellen wir uns wieder einmal die halurgometamorphische Zone über den Harz hin vor, in ihrer interpermischen Horizontalität, unter Zurückbiegung der postpermischen Aufwölbung — oder des postpermischen randlichen Absinkens, was auf dasselbe herauskommt — wodurch die heutige Oberfläche des Harzes also als eine u n t e r jener liegende konkave Fläche erscheinen wird, die nur in ihrem noch heute von der Zechsteinformation unmittelbar bedeckten Rande mit jener genau zusammenfällt, nach der Mitte zu jedoch immer tiefer und tiefer niedergeht. Jetzt fassen wir die heutigen Schichten- und Gangprofile ins Auge, jedoch in ihrer damaligen, oben also durch eine nach unten eingebogene Linie begrenzten Gestalt, und konstruieren alle uns bekannten Schichten und Gangspalten über diese, der heutigen Oberfläche entsprechende Bogenlinie hinaus bis in die interpermische, mehr oder weniger horizontale Fläche der halurgometamorphen Zone hinein. Da werden wir nun finden, daß nicht wenige der heute abseits von den Gängen befindlichen Diabaslager, oder genauer: Lagerzüge, in der Höhe des interpermischen Salzlaugenbereiches teils ganz nahe an den Gangspalten sind, teils sogar sich mit letzteren treffen, also von letzteren durchsetzt werden, denn die Streich- und Fallrichtungen der Gangspalten sind im allgemeinen andere als die Fallrichtungen der Diabaslagerzüge. Nun: eben die d a m a l s dort oben in den Laugen befindlichen Diabaslager wurden zersetzt und verloren ihren Metallgehalt an die Laugen, in die Spalten hinein, und keineswegs die damals tief unten dicht und sicher von den Schiefergesteinen eingeschlossenen Lagerzugteile, die h e u t e zu Tage ausgehen. Letztere sind uns also gewissermaßen nur ein Anzeichen dafür, daß es in ihrer Gegend, aber viel weiter oben, ehemals noch a n d e r e n Diabas gab, der a l l e r d i n g s zersetzt wurde.

An diesen Stellen nun, wo die Laugen so eine Extrazufuhr

von Metallen aus dem Diabas erhielten, mußte auch zuerst die Wiederausscheidung erfolgen, d. h. früher als an anderen Stellen, wo die Laugen nicht so viel Metalle enthielten. Hierdurch waren aber zugleich Attraktionszentra für das Weiterkristallisieren geschaffen, sodaß die Ausscheidung der von außerhalb zugeführten Metalle gerade hier erfolgte, weit über das Wenige hinaus, welches der Diabas geliefert hatte. — Auf die mit diesen Verhältnissen z. T. eng zusammenhängenden Erscheinungen der Nesterbildung, der Erzfälle und dergleichen Einzelheiten einzugehen, haben wie hier keine Veranlassung.

Vom halurgometamorphen Diabase habe ich schon früher von der südharzer Randzone her dasjenige, was von allgemeinerem Interesse war, mitgeteilt. In Verbindung mit dem vorliegenden Thema verdienen noch ein paar Einzelheiten aus einer anderen Gegend eine eingehendere Besprechung. — Ich habe a. a. O. bereits darauf hingewiesen, daß mancher Diabas leicht und daher vollständig, anderer offenbar weniger leicht durch die Salzlaugen zersetzt wurde. Das wird oft an einer größeren oder geringeren Durchtränkbarkeit oder Porosität als Folge eines Fehlens oder Vorhandenseins feinster Absonderungsspältchen zwischen und in den einzelnen Mineralpartikeln gelegen haben, denn chemisch sind sich alle die betreffenden Gesteine ziemlich ähnlich, aber auch an stratigraphischen Verhältnissen, wie sogleich gezeigt werden soll. Hierdurch kamen recht eigenartige Erscheinungen zur Ausbildung; natürlich wiederum nicht ohne ein gleichzeitiges Ineinandergreifen mit anderen gegebenen Vorbedingungen. Wir sehen nämlich, daß sich die Salzlaugen lokal in einzelne Diabaslager förmlich hinuntergefressen haben — selbstredend unter Metamorphosierung derselben — und daß sie nun von dort aus auch die umgebenden Gesteine metamorphosierten, die ihnen direkt gewiß nicht zugänglich gewesen wären; also wesentlich dasselbe, was sie anderwärts, z. B. bei Stolberg, von vorhandenen Spalten aus taten, verrichteten sie hier von einem gelockerten Gesteine aus.

Ein in mehrfacher Hinsicht lehrreiches Beispiel hierfür ist das Roteisensteinrevier von Tilkerode auf dem Ostharze. Es wird gebildet durch einzelne, in der bereits angedeuteten Weise in Roteisenstein umgewandelte Lager der körnigen Varietät des harzer Diabases, die hier hinter der eigentlichen metamorphischen Randzone, gebirgseinwärts, liegen, etwa so, wie die metamorphischen Gangreviere bei Stolberg hinter der Randzone dort. Man hat für diese Lager geltend gemacht, daß ihr Roteisenstein aus dem Diabase selber entstanden sei,[1]) aus dem Chlorite und

[1]) Erläuterungen zu Bl. Pausfelde, S. 56.

dem Titaneisen desselben; doch, glaube ich, lehrt schon ein Blick auf das Haldenmaterial, mehr noch die Überlegung, wie große Eisensteinmengen lange Jahre hindurch hier gewonnen wurden, daß jene Ansicht schon aus Quantitätsbedenken nicht zu halten ist: jene Eisenoxydmassen müssen von außerhalb zugeführt sein und entstammen nicht dem Diabas — von nahezu verschwindenden Anteilen allenfalls abgesehen — ebenso wie anderwärts auf dem Harze der Spateisenstein von außerhalb kam und nicht seinem Nebengesteine entstammt. Und weiter, sind sie nicht durch Zersetzung schlechthin, d. h. durch Verwitterung unter Beihilfe von Süßwasser entstanden, sondern ihre Qualität als wasserfreies Eisenoxyd — vom dichten Roteisenstein und vom feinsten Eisenmulm bis zum prächtigen Eisenglanz kommt hier Alles vor — beweist, wie ich stets hervorheben will, daß konzentrierte Salzlaugen das Medium der Erzbildung waren. — Die zugehörigen halurgometamorphen Schiefergesteine übrigens, genau das gleiche Gestein, welches wir früher in der Stolberger Gegend kennen lernten, findet sich in allen Halden, aber auch zu Tage anstehend, wo die Ackerbodendecke fehlt, z. B. im Wiebecktale, nördlich von Tilkerode.

So weit bieten diese Eisensteinlager, uns wenigstens, eigentlich nichts Besonderes. Aber sie zeigen den Diabas auch noch als Erzbringer, und aus diesem Grunde interessieren sie uns hier noch speziell. — Es ist bekannt, daß einzelne dieser in Roteisenstein umgewandelten und von Eisenglanz etc. durchtrümerten Diabaslager — keineswegs sämmtliche — gewisse Selenerze, z. T. auch Gold[1]) und Palladium führen. Erstere zählen bereits zu den Seltenheiten am Harze, während die beiden letztgenannten Mineralien wohl einzig nur bei Tilkerode in sichtbaren Ausscheidungen vorkommen. Umgewandelte Diabase dagegen, auch andere durch Halurgometamorphose mehr oder weniger in Roteisenstein umgewandelte Gesteine, Kalk z. B., gibt es in großer Menge. Hieraus folgt, daß jene Mineralien nicht von außerhalb gekommen sind, denn sonst müßten sie in den halurgometamorphen Gebieten, wenn auch nicht gerade überall, so doch weit häufiger vorkommen. Sie sind also aus den betreffenden

[1]) Daß auch Gold in den Laugen bei der Halurgometamorphose der Gesteine gelöst werden mußte, in einer Flüssigkeit also, welche z. T. sehr viel Eisenchlorid enthielt, außerdem Mangan in Verbindungen, welche so oft die Abscheidung dieses Elementes in Form von Superoxyden erfolgen ließen, wird kaum befremden. — Es mag hier gleich vorweg bemerkt werden, daß Gold im Erzlager des Rammelsberges, dessen Entstehung weiter unten ausführlich besprochen werden soll, ebenfalls enthalten ist.

Diabasen extrahiert und repräsentieren die Reduktion, die wiederum Platz griff, als die Oxydationsperiode vorüber war. Für diesen Sachverhalt spricht zunächst, daß es sich hier nur um relativ unbedeutende Mineralmengen handelt, die also sehr wohl dem Diabas aufgerechnet werden können; ferner, daß sie jünger sind als die Eisensteinbildungen; und im Weiteren wird das überhaupt durch die Ortsverhältnisse sehr wahrscheinlich, insofern nämlich, als diese tief hinunter zersetzten Diabaslager gewissermaßen abflußlose Zisternen bildeten, angefüllt natürlich mit Zersetzungsrückständen zunächst und darauf mit den immer aufs neue zugeführten anderen Mineralien; Zisternen oder unten geschlossene Röhren, in denen der Flüssigkeitsaustausch mangelhaft genug sein mochte, um authigene Laugenbestandteile zum Dortbleiben zu zwingen.

Und noch etwas Wichtiges zeigt sich dort. Unmittelbar hinter der Nordostecke des Dorfes unweit der Eisensteingruben ist ein Diabaslager aufgeschlossen, welches zwar sehr stark zersetzt ist, wie schon sein Name und seine Verwendung als „Kiesgrube“ verrät, aber vollständig frei zu sein scheint selbst von der geringsten Spur einer Roteisenstein- oder dergleichen Bildung. Diese Tatsache lehrt zunächst einmal, daß eine Zersetzung des Diabases durchaus noch keine Roteisensteinbildung ist, auch bei Tilkerode nicht, daß vielmehr beide zwei gänzlich verschiedene Vorgänge sind, von denen der erstere auch auf anderen Prozessen beruhen kann, die mit Eisensteinbildungen nichts zu tun haben. Weiter ist es nun bemerkenswert, daß dieser eisensteinfrei zersetzte Diabas genau dieselbe, eigentümlich schmutzig schwefelgelbe Masse darstellt, die auf den unfernen Eisensteinhalden ebenfalls vorkommt, dort aber von Roteisenstein durchtrümert ist. Nun sieht man aber außerdem, daß in den betreffenden Stücken die Roteisensteintrümchen, wenn auch mitunter wie Besenreis zerschlagen und zerfasert, diesen so mürben Diabas dennoch mit scharfen Grenzlinien durchsetzen und keineswegs in den gegebenen Fällen, wie man es doch eigentlich erwarten sollte, die ganze Masse imprägnieren. Hieraus folgt, daß diese Diabaszersetzung jünger ist als die Roteisensteinausscheidung. Wahrscheinlich ist sie der atmosphärischen Verwitterung zu danken, die den eisensteinführenden Diabas natürlich ebensowenig verschonen konnte, wie den eisensteinfreien. Daß der Verwitterung auch in dem Eisensteinreviere ebenfalls noch Arbeit zu leisten geblieben, das lehren jene Fundstücke, die dunkelgrünen, festen und frisch aussehenden Diabas ebenfalls von Roteisenstein durchtrümert zeigen. — Der Umstand dagegen, daß ein Diabaslager ganz in der Nähe der metamorphosierten der Metamorphose

entgehen konnte, erklärt sich unschwer daraus, daß diese Lager von relativ geringer Ausdehnung sind. Auf diese Art gab es auch hier einzelne, die zu permischen Zeiten nicht bis in die Zersetzungsregion der Laugen hinaufragten und infolgedessen also damals verschont blieben: genau so, wie ungezählte andere noch weit tiefer unten liegen und so vor der heutigen Verwitterung geschützt sind.

Es sei übrigens bemerkt, daß sich wesentlich die gleichen Verhältnisse, selbst die Selenerze, bei Zorge wiederfinden, mit dem Unterschiede jedoch, daß bei Zorge der dichte Diabas, ein jüngeres Gestein, umgewandelt ist, während bei Tilkerode, wie schon gesagt, der körnige Diabas der interpermischen Halurgometamorphose anheimfiel. — Die Zorger Eisensteinvorkommnisse eröffnen nun wieder eine ganz eigenartige Perspektive gerade durch ihr geologisches Substrat, eben den dichten Diabas. Hatten wir es bei Tilkerode mit einzelnen, relativ kleinen Diabaseinlagerungen zu tun, so haben wir in Zorge die lokale Metamorphose eines im Übrigen über Meilen hin ausgedehnten, mächtigen Lagers vor uns. Dieses Lager befindet sich bei Zorge im Westflügel der Stieger Mulde oder harzer Südmulde, deren hangendere Gesteine, Kieselschiefer und Kulmgrauwacke, es unterteuft, um östlich, in der Gegend von Stolberg, in einer Entfernung von 20 km etwa, wieder zutage zu treten; im Ostflügel der Mulde also. Nun besteht die Sonderbarkeit, daß das Diabaslager, so reich es auch bei Zorge an Eisenstein sein mag, hier im Osten bei Stolberg nur recht arm zu nennen ist; eine Tatsache, die Anfang der siebziger Jahre das zwar unerwünschte, aber zweifellos sichergestellte Ergebnis zahlreicher und z. T. recht kostspieliger Versuchsarbeiten war. Dabei fehlt aber der Roteisenstein durchaus nicht gänzlich, wodurch doch bewiesen wird, daß der metamorphische Prozeß an sich hier ebenso vor sich ging, wie bei Zorge; der Diabas ist auch oft genug stark calcitisch: an der Fähigkeit, Eisenoxydlösungen zu zersetzen, hätte es ihm also keineswegs gefehlt. Ebenso streicht das Lager quer durch die ganze Randzone, also auch in dieser Weise wären die Bedingungen für die Eisensteinbildung die denkbar besten gewesen. Aber all dieses half nichts; daher beweist es, daß es hierauf nicht allein ankam, wenn Eisenstein entstehen sollte.

Ich habe schon früher ausgeführt, daß die metamorphosierenden Laugen stellenweis ziemlich arm an Eisenoxydsalzen, in der Hauptsache also nach Lage der Umstände arm an Eisenchlorid, gewesen sein müssen, sonst hätten ihnen gewisse Kalklager sicherlich nicht so unverwandelt entkommen können, wie es in Wirklichkeit geschehen ist. An Salzsümpfen, in denen ja die

Zirkulation immerhin eine beschränkte ist, brauchen solche Differenzen an sich nicht zu überraschen. Wir können uns auch vorstellen, daß speziell bei Uftrungen, wo die teils weißen, teils nur wenig geröteten Kalklager sind, auch der oben erwähnte, nicht vom Rotliegenden überdeckte, die beiden südharzer Rotliegendenfazies trennende Sattel ist, und gerade auf einem solchen die Zuführung von Material, welches vorzugsweis aus dem Rotliegenden stammt, naturgemäß knapp sein mußte. Möglich ist es also gewiß, daß wir hierin schon die Ursache zu erblicken haben. Wir dürfen aber mit nicht weniger Recht unsere Frage auch anders formulieren: Weshalb ist grade bei Zorge so außergewöhnlich viel Eisenstein? Woher stammt dieses Eisen? Ist etwas in der Nähe vorhanden, was das Eisen geliefert haben könnte? — Das ist es nun allerdings. Unweit von den Eisensteinlagerstätten liegt das südharzer Kohlenflöz — zu permischen Zeiten mag es wohl noch näher herangereicht haben —, und da, wie wir wissen, Oberkarbon und Rotliegendes überall am Harze höchst energisch halurgometamorph zersetzt sind, ist es ziemlich wahrscheinlich, daß sich die interpermischen Laugen an den Spärosideriteinlagerungen dieses Flözes derartig mit Eisen beluden, daß sie lokal und einigermaßen in der Nähe zu jenen außergewöhnlichen Leistungen befähigt waren. — Durch die Verhältnisse bei Tilkerode wird diese Erklärung noch wahrscheinlicher. Tilkerode liegt zwischen den beiden ostharzer Vorkommnissen von produktivem Oberkarbon, dem Wippraer und dem Ballenstedter, beinahe in der Mitte. Eins von beiden könnte zu permischen Zeiten recht wohl sein Ausgehendes in der Gegend von Tilkerode gehabt und daher ebenso funktioniert haben, wie möglichen Falles das südharzer bei Zorge.

Bis hierher haben wir uns in der Hauptsache über den Ursprung und die Heranführung der harzer Gangmineralien klarzuwerden versucht. Nunmehr wird es sich darum handeln, zu erfahren, aus welchen Ursachen die gelöstgewesenen Mineralien wieder in den festen Aggregatzustand zurückkehrten. — Wir werden uns vorzugsweis mit jenen Mineralien beschäftigen, die ihre Wiederverkörperung chemischen Vorgängen zu verdanken scheinen, und letzteren unser besonderes Augenmerk zuwenden, denn hierbei werden wir die klaren, einfachen Ergebnisse der chemischen Erfahrung zur Seite haben, während wir auf eine Untersuchung sogenannter „gewöhnlicher“ Kristallisations- und Rekristallisationvorgänge nach Möglichkeit nicht eingehen werden, denn von den Sättigungsverhältnissen gemischter Mineralsolutionen besitzen wir schwerlich genügende Erfahrungen, um von ihnen die Aufhellung des auf diesem Gebiete lagernden Dunkels anders,

als in Ausnahmefällen erhoffen zu dürfen.

Welcher Art war zunächst der Prozeß selber, durch welchen Kupferkies, Schwefelkies, Zinkblende u. s. w., also vor allem die geschwefelten Erze, ihrer chemischen Substanz nach, erzeugt wurden?

Im Verlaufe unserer Untersuchungen hatten wir sehr oft schon Gelegenheit, von einer Oxydationstätigkeit der Salzlaugen zu sprechen, als von jener Arbeitsleistung, durch welche die Metalle in Lösung gebracht wurden, und oft genug auch war die Rede von einer Reduktion, besser: Desoxydation, als von Demjenigen, durch welches die Wiederausscheidung des Gelösten bewirkt sein mußte. Die Berechtigung zu dieser Auffassung leitete sich einstweilen her, einmal aus der chemischen Qualität der betreffenden Mineralien selber, z. B. des kohlensauren Eisenoxyduls gewisser Erzgänge im Gegensatze zum Eisenoxyde oder Eisenglanze der halurgometamorphischen Gebiete; sodann aus der Beschaffenheit der bezüglichen Nebengesteine, z. B. der normal kohlenstoffhaltigen Gesteine der Erzdistrikte im Gegensatze zu den entkohlten Gesteinen der Umwandlungsregionen. Nun sehen wir die geschwefelten Erze ganz vorwiegend neben dem Spateisenstein in den kohlehaltigen Gesteinen; neben dem Eisenglanze in den entkohlten Gesteinen dagegen vermissen wir sie, besonders fühlbar zumal dort, wo sie sonst eigentlich hätten sein müssen, falls sie nicht direkt wegoxydiert wären, z. B. in den Diabasen, wie ich a. a. O. bereits hervorgehoben habe. Folglich dürfen wir annehmen, daß es ein Desoxydationsprozeß war, durch den die geschwefelten Erze gebildet wurden, ein Prozeß also, dessen Wesenheit das Entziehen, die Wegnahme von Sauerstoff ist — selbstverständlich durch etwas anderes, welches eine stärkere chemische Affinität zum Sauerstoffe hat als die Komponenten der zudesoxydierenden Verbindungen.

Diese gewiß sehr einfache Überlegung zwingt uns zur völligen Verzichtleistung auf eine recht beliebte Erzbildungshypothese, befreit uns aber zugleich aus einem wahren Labyrinth chemischer Unbegreiflichkeiten und geologischer Unwahrscheinlichkeiten: die Erze der hier in Rede stehenden harzer Gangdistrikte, von Clausthal wie Harzgerode und aller geologisch gleichwertigen, sind k e i n e Schwefelwasserstoffniederschläge.

Wenn wir jetzt Schwefelkies und Zinkblende in den Gängen sehen, brauchen wir uns also nicht mehr zu fragen, wann und wodurch deren Metalle wohl die Fähigkeit verloren haben mögen, durch Schwefelwasserstoff fällbar zu sein, das Eisen obenein auch noch als Bisulfid, als ob mit dem Fe S der chemische Nonsens nicht schon groß genug wäre!; werden uns angesichts von Kupferkiesmassen nicht mehr zu wundern nötig haben, wie zwei Metalle

von heute so verschiedenem chemischen Charakter, wie Eisen und Kupfer, in der geologischen Vergangenheit durch Schwefelwasserstoff beide zu gleicher Zeit ausgefällt werden konnten; haben nicht nötig, uns nach dem Verbleib der durch den Schwefelwasserstoff freigewordenen Säuren und deren Wirkungen vergeblich umzusehen; sind der nicht geringen Mühe überhoben, den ganzen Harz beinahe als eine einzige große Solfatare ansehen zu müssen, und das natürlich genau für jene Zeit, zu welcher die doch gewissermaßen zufällig vorhandenen Metallsolutionen — einerlei, woher sie kamen — solche seltene Ausnahmeerscheinung als wahren deus ex machina unentbehrlich werden ließen; und dergleichen wunderbare Dinge mehr.

Ebensowenig können für uns elektrische Vorgänge in Frage kommen; denn trotz aller Erdströme: die galvanische Zerlegung ist keine Desoxydation, sondern die Metallsalze zerfallen unter Einwirkung elektrischer Ströme ausnahmslos nach ihren Ionen. Schwefelmetalle entstehen auf solche Art nie; nur die gediegenen Metalle selber würden resultieren. Um letztere handelt es sich aber im Harze durchaus nicht, außer als mineralogische Seltenheiten.

Was ließ nun aber die Erze entstehen? Die Antwort auf diese Frage ist ungemein einfach und an der Hand der chemischen Erfahrung in aller Bestimmtheit zu erteilen: Die Metallsalze der Laugen wurden durch dasjenige desoxydiert, was diese selben Metallsalze der Laugen oxydierten.

Es liegt eben im Wesen dieser Vorgänge, daß sie nie einseitig verlaufen, sondern gewissermaßen aus Pol und Gegenpol bestehen; daß also keine Sauerstoffentziehung stattfindet, ohne daß gleichzeitig und im genau äquivalenten Verhältnisse eine Oxydation verläuft, nämlich am sog. Reduktionsmittel. So ist es also tatsächlich meistenteils nur Sache unseres subjektiven Entschließens, ob wir einen hierhergehörigen Vorgang von der einen oder anderen Seite betrachten und infolge dessen von Oxydation oder Desoxydation reden wollen.

Das Reduktionsmittel der harzer Metalllaugen waren die ehemaligen Kohlesubstanzen jener Gesteine, denen wir im Verlaufe unserer Untersuchungen als den „oxydierten, entkohlten, mit wasserfreiem Eisenoxyd imprägnierten“ u. s. w. also kurz: als den halurgometamorphen Gesteinen so oft schon begegnet sind; die heute allerdings unbedeutend und irrelevant erscheinen können, wo sie durch die Erosion aus den zentralharzischen Erzregionen bis auf Reste beseitigt sind; die früher jedoch eine weit größere Ausdehnung über den Harz hin gehabt haben müssen, wie oben schon geltend gemacht wurde. Hier wurden die Laugen, die wir

oben, im Rotliegenden besonders, sich mit Metallsalzen beladen sahen, unter Oxydation der betreffenden Gesteine, wie gesagt, so weit desoxydiert, daß sie, in die Gangspalten hinuntergesunken, die Schwefelmetalle und ebenso den Spateisenstein u. s. w. kristallisieren ließen. — Man wird gut tun, sich diesen Vorgang nicht allzu schematisch vorzustellen. Wir werden berücksichtigen müssen, daß wir uns hier im Bereiche der Kohlenstoffchemie bewegen, wo Reaktionen „geradeauf", um nicht mehr zu sagen: große Seltenheiten sind; werden überlegen, daß die Kohlesubstanz schwerlich sofort in Kohlensäure übergegangen sein, sondern erfahrungsgemäß erst allerlei intermediäre Verbindungen gebildet haben wird, die möglicherweise noch weit stärker sauerstoffentziehend wirken mochten als ihre Stammsubstanz — man erinnere sich z. B. der Tatsache, daß Alkohol durch Chromsäure zunächst erst zu Aldehyd oxydiert wird, so sonderbar es erscheinen mag, daß letztere beiden auch nur für einen Moment nebeneinander existieren können — sodaß also dieser ganze Vorgang durchaus nicht das Ansehen eines Fällungsverfahrens darbietet, sondern äußerst allmählich, lange Zeiträume hindurch und in großer Gleichmäßigkeit verlaufen sein dürfte. Auf diese Art erklären sich zugleich die oft ausgezeichnet schönen Kristallisationen, wie sie in den z. T. äußerst grobspätigen Aggregaten oder in prächtigen, großen Einzelkristallen vorliegen, obgleich auch feinkörnige Aggregate nicht fehlen.

Unmittelbar neben den Erzen nach entkohlten Gesteinen zu suchen, wie es wohl oft genug geschehen, ist selbstverständlich ein durchaus verfehltes Unternehmen. Dicke Überkleidungen von Quarz u. s. w., wie sie gerade im Harze so oft als erste Ausscheidung in den Gängen angetroffen werden, sind an sich schon das denkbar ungeeignetste Medium zur Übertragung von Kräften, die, wie die chemischen, ausschließlich von Molekül zu Molekül wirken, also die unmittelbare Berührung der Agentien zur unerläßlichen Voraussetzung haben. Sodann darf man sich wohl überzeugt halten, daß gerade dort, wo oxydierende Agentien den Kohlenstoff der Gesteine beseitigen, nicht zu gleicher Zeit Spateisenstein, Schwefelkies u. s. w. existenzfähig sein können, resp. daß dort, wo letztere vorkommen, die Gegend nicht sein kann, in welcher das Kohlepigment wegoxydiert wurde.

Oberflächlich betrachtet, sieht ein solcher Werde-Modus von Mineralien allerdings höchst befremdlich aus: daß chemische Verbindungen wie die Schwermetallsulfide, die als solche für vollkommen unlöslich zu halten wir allen Grund haben, nicht unmittelbar dort ausgeschieden wurden, wo die sie ins Dasein rufende Reaktion scheinbar verlief, daß es also eine Fällung auf Stundung sozusagen

geben soll, läßt sich tatsächlich nicht begreifen. Indessen, diese Schwierigkeiten resultieren nur aus einer unrichtigen, allzu schematischen Auffassung des Vorganges. Es waren eben Kohlenstoffverbindungen, welche die Reduktion der Salze zu Schwefelmetallen durchführten. Diese besitzen die sonderbare, übrigens sehr bekannte und nur zu oft unlieb empfundene Eigentümlichkeit, bei chemischen Reaktionen in der Regel — Ausnahmen machen nur die allerniedrigst konstituierten, und auch die noch nicht einmal immer — weder schnell, noch geradeauf zu zerfallen resp. sich in dieser Weise mit anderen chemischen Verbindungen umzusetzen, sondern nur langsam, höchst langsam oft genug, tun sie das und unter Erzeugung einer mitunter kaum übersehbaren Reihe von intermediären, homologen, polymeren und dergl. Nebenprodukten; Nebenprodukte, die noch obenein als Hauptprodukte angesehen werden müßten, falls die Prozentzahlen der Ausbeuteberechnung das allein Maßgebende für den Chemiker wären. — Dieses sozusagen Gleitende in der Wirkungsweise der Kohlenstoffverbindungen bringt es nun zustande, daß Reduktionsprozesse speziell unter Anwendung dieser Körpergruppe bis zu einem Grade durchgeführt werden können, daß schließlich eine ganz gewöhnliche Massenanziehung Dasjenige wird, was gewissermaßen die Wage der chemischen Gleichgewichtszustände nach der anderen Seite überschlagen macht, daß eine Massenanziehung hinreicht, um zuguterletzt ~~die~~ Enderscheinung: das Auftreten des Reduktionsproduktes in fester, körperlicher Gestalt, herbeizuführen auf den die Anziehung ausübenden Flächen oder Gegenständen, und nicht etwa als Niederschlag aus der ganzen Flüssigkeitsmasse heraus, wie man es eigentlich erwarten sollte. Ein wohlbekanntes Beispiel ist die Reduktion der Edelmetalle aus ihren Lösungen durch Milchzucker und andere Zuckerarten, Zimmtöl, Essigsäurealdehyd, Weinsäure u. s. w., durch welche sie zum großen Teile auf die Gefäßwände oder auf eingehängte Gegenstände niedergeschlagen werden und hier mit ihren vollkommen kohärenten, festhaftenden Überzügen, z. B. brauchbare Spiegel erzeugen, während anorganische Reduktionsmittel in der Hauptsache nichts zu bilden vermögen, wie amorphe oder feinkristallinische Niederschläge in Schlammform. Die Ursache dieser Verschiedenartigkeit liegt also wie gesagt — dieses muß festgehalten werden — ausschließlich im Reduktionsmittel, und das schließliche Sichausscheiden des Reduktionsproduktes ist nicht als Fernewirkung des anderwärts vorhandenen Reduktionsmittels zu denken, sondern es kommt dadurch zustande, daß sich auch die Kohlenstoffverbindungen in der Lösung befinden, event. haben sich lösliche aus unlöslichen erst im Verlaufe des Reduktionsprozesses — also ihrerseits durch

Oxydation — gebildet, wo sie, in fortdauernder Zersetzung begriffen, die Reduktion schließlich in der oben gekennzeichneten Weise zu Ende führen.

Erst hierdurch dürfte es einigermaßen begreiflich werden, daß Mineralien wie Kupferkies, Bournonit u. dergl. zu entstehen vermochten, Verbindungen in festen stöchiometrischen Verhältnissen, deren Komponenten derartig verschiedenen Elementengruppen angehören, daß sie sich nicht zusammengefunden haben würden, falls etwa ihre Fällbarkeit durch Schwefelwasserstoff oder ihre Löslichkeit, in Alkalien oder Schwefelalkalien z. B., hierbei in Frage gekommen wäre; und es gelingt wohl auch, sich in der Vergegenwärtigung jenes Desoxydierens durch gelöste, beständig im Zerfall begriffene Kohlenstoffverbindungen eine Vorstellung davon zu machen, wie die betreffenden Mineralien überhaupt kristallisieren konnten, statt einen alles Unlöslichgewordene umfassenden Schwefelmetallschlamm zu bilden; und wie sich sogar noch so subtile Attraktionsdifferenzen zur Geltung zu bringen vermochten, wie z. B. bei Neudorf, wo die enteckten und entkanteten Bleiglanzoktaeder nur auf den Würfelflächen mit Schwefelkies überdrust, sonst jedoch vollkommen rein und blank sind.

Daß das harzer Erz durch Petroleum gebildet sein könnte, ist nicht besonders wahrscheinlich. Die versteinerungsreichen Devonkalke, die Petroleum allenfalls hätten liefern können, sind, mit Ausnahme des Iberges bei Grund, gerade dort nicht, wo man sie zu solchem Zwecke gebrauchen könnte; und gerade dort, wo sie ihre Hauptverbreitung haben, sind wieder die Metallsulfide knapp. Die geringen Mengen Bergpech aber, die sich auf dem Oberharze, recht zerstreut obenein, finden, können sehr wohl gerade durch die Zersetzung der Kohlenstoffverbindungen der Gesteine, also durch den Erzausscheidungsprozeß selber, erst entstanden sein.[1]) Natürlicherweise können sie aber auch nachträglich noch, von der Zechsteinformation an und beliebig später, dorthin infiltriert sein, wo wir sie jetzt finden. Doch

[1]) Solche Wasserstoffadditionen können, außer durch Wasserstoff in statu nascendi, wie beim Auflösen von Eisen in Säuren, wo aus dem Kohlenstoffe oder den Supercarbureten des Eisens bekanntlich nicht selten geradezu Öltropfen entstehen, auch durch Eisenoxydul bewirkt werden, natürlich ebenfalls unter Mitwirkung von Wasser. — Übrigens darf man wohl voraussetzen, daß das Kohlepigment der Gesteine keine einheitliche chemische Verbindung, sondern eine Mehrzahl von solchen ist, von denen sich die einen so, die anderen anders verhalten werden, wenn sie in Aktion treten, daher auch aus diesem Grunde Produkte entstehen können, deren Bildung nicht aus einer beliebigen Hauptformel abgelesen werden kann.

letzteres ist das Unwahrscheinlichere; denn gerade dort, wo sie eigentlich den betreffenden jüngeren Formationen am nächsten wären, wo sie also in allererster Linie gesucht werden müßten, in den „Randbezirken“ des Harzes, scheinen sie nirgends vorzukommen. Ebenso scheinen sie auf dem Ostharze zu fehlen — wenigstens so weit meine eigenen Beobachtungen und Erkundigungen reichen.

Wie ist nun die Erzbildung vor sich gegangen? Welches war der chemische Prozeß selber? Zur Beantwortung dieser Frage steht eine Fülle größtenteils wohlbekannter Tatsachen zur Verfügung.

Zunächst halten wir fest, daß die Schwermetalle in den Salzlaugen vorzugsweis als Chloride vorhanden gewesen sein müssen; denn da die Chloride von Natrium, Kalium, Magnesium, Calcium die Hauptkomponenten der bei der Eindampfung und der teilweisen Kristallisation der Meeressalze übrigbleibenden Salzlaugen sind, so müssen diese als Salze starker Basen mit den bei der Halurgometamorphose der Gesteine aus deren Schwefelmetallen entstehenden schwefelsauren Oxyden der Schwermetalle (den Vitriolen) sofort eine Umsetzung vollziehen, nämlich die Schwefelsäure als stärkere Säure hinnehmen und den Schwermetalloxyden, als den schwächeren Basen, dafür die Salzsäure überlassen. Diese so entstandenen Schwermetallchloride wären nun eigentlich der Reduktion entrückt gewesen; denn abgesehen von der Möglichkeit, gewisse Chloride zu Chlorüren und wieder andere unter außergewöhnlichen Bedingungen zu regulinischen Metallen zu reduzieren, wäre an ihnen eigentlich nichts zu verändern gewesen: eigentlich; nämlich, wenn die erwähnten schwefelsauren Alkalien und Erdalkalien nicht dagewesen wären. Da diese aber vorhanden waren, so verlief der Prozeß nun so, daß diese schwefelsauren Alkalien und Erdalkalien desoxydiert wurden, wahrscheinlich zu Sulfhydraten (Hydrosulfiden), da Wasser zugegen war, worauf sich letztere mit den Schwermetallchloriden zu Schwefelmetallen (den geschwefelten Erzen), Alkali- und Erdalkalimetallchloriden und Wasser umsetzten. Selbstverständlich verlief dieser Prozeß in dem Salzlaugengemische als Doppelzersetzung ganz einheitlich; nur der Übersichtlichkeit wegen haben wir ihn mit dem „worauf“ auseinandergenommen. — Aber nur auf diese Art, die einzige, die keine freien Säuren entstehen läßt außer Kohlensäure oder außer etwaigen anderen sauren Kohlenstoffverbindungen, welche die Schwermetallsulfide nicht zersetzen, konnten auch jene Metallsalze zu Sulfiden werden, die, wie z. B. die Zink- und Eisensalze, der Einwirkung von Schwefelwasserstoff nicht zugänglich gewesen wären.

Wenngleich im großen Ganzen gegen Vorstehendes kaum etwas einzuwenden sein dürfte, so läßt eine eingehendere Meditation doch noch einige Einzelheiten erkennbar werden, welche eine etwas solidere Fundamentierung recht gut gebrauchen können. — Zunächst die Hauptfrage: war jene Reaktion in konzentrierten Salzlaugen überhaupt möglich?

Was man in verdünnteren Lösungen: im Meere, in Abzugskanälen u. s. w. allerdings oft genug beobachtet hat, braucht darum noch keineswegs auch in konzentrierten möglich zu sein; sehen wir doch die Schwefelmetallbildung dort überall so eng mit gewissen Lebensprozessen, den Fäulniserscheinungen vereinigt, daß man nur zu leicht auf die Vermutung kommen könnte, sie sei überhaupt nur eine Funktion solcher Lebensvorgänge, in konzentrierten Salzlaugen daher, deren Giftigkeit wegen, von vornherein unmöglich; womit dann zugleich unsere ganze Erzbildungstheorie in der Luft schweben würde. — Wir besitzen indessen direkte Beweise dafür, daß die Reduktion von Metallsalzen zu Schwefelmetallen auch in den allerkonzentriertesten Salzlösungen noch möglich ist, also auch ohne Mithilfe von Lebensvorgängen zustande zu kommen vermag. Diese Beweise sind jene, wie es scheint, nicht gerade seltenen Fälle, in denen Schwefelmetalle, z. B. Schwefelkies und Kupferkies, auf Salzlagerstätten vorkommen.[1]) — Die oben gestellte Frage ist also in vollem Umfange zu bejahen.

Eine zweite Frage ist die nach der Reduzierbarkeit der schwefelsauren Alkalien und Erdalkalien. Zu ihrer Beantwortung liefert der Harz selber ein geeignetes Beispiel in einer hepatischen Soolquelle, einer Salzwasserquelle also, deren schwefelsaure Salze entweder im Quellenkanale oder auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte einer Sauerstoffentziehung unterlegen haben müssen: die Soolquelle von Altenbrak im Bodetale[2]). Dann haben wir uns der zahlreichen Schwefellager und Schwefelvorkommnisse, besonders jener im Gips nicht seltenen, zu erinnern, für welche keine andere Entstehungsweise, als eine aus wässeriger Lösung von schwefelsauren Salzen, denkbar ist, vor allem jener höchst bezeichnenden Schwefelbildungen in Salzlagern[3]). Denn nicht allein schließen gerade diese jeden Gedanken an eine andere als eine rein neptunische Entstehung vollständig aus, sondern sie liefern uns auch noch außerdem den zwingenden Beweis, daß die

[1]) C. OCHSENIUS, Bildung der Steinsalzlager, Halle, 1877, S. 115, 120 u. f; derselbe, Barrenwirkungen, Zeitschr. f. prkt. Geol. 1893, S. 226.

[2]) ZINCKEN, Der östliche Harz, S. 88 u. f.

[3]) C. OCHSENIUS, Bild. d. Steinsalzlager, S. 125; derselbe, Barrenwirkungen S. 223.

Reduktion der schwefelsauren Salze zu Hydrosulfiden (Sulfhydraten), die Vorstufe der Schwefelbildung, ebenfalls in höchst konzentrierten Salzlaugen vor sich gehen konnte, also ohne Mithilfe von Fäulnis- oder ähnlichen Prozessen, und sogar ohne Unterstützung durch eine prädisponierende chemische Verwandtschaft, wie sie bei der Entstehung von Schwermetallsulfiden mindestens nicht ausgeschlossen ist. Also auch diese Fragen erledigen sich im Sinne unserer Voraussetzungen.

Als wesentliche Umsetzungsprodukte im Erzbildungsprozesse haben uns sodann die zurückgebildeten salzsauren Alkalien und Erdalkalien zu interessieren, also sekundäres Chlornatrium, Chlorcalcium, Chlormagnesium etc. Der bloße Versuch eines Nachweises dieser, resp. des Nachweises ihrer sekundären Natur, wo sie vorkommen, was primär ja oft genug der Fall ist, wäre an sich ein gänzlich aussichtsloses Unternehmen. Aber hier kommt uns wieder der Harz selber zu Hilfe, indem er uns, dank der sonderbaren Eigentümlichkeit der Salzlaugen, Lösungsmittel zu sein auch für solche Salze, die man sonst in Lösung zu sehen nicht gewohnt ist, einen bündigen Beweis für das Vorhandensein solcher sekundären Chloride aufbewahrt hat. Dieser Beweis ist gegeben in der Soolquelle des Lautenthaler Erzdistriktes, die neben Chlornatrium, Chlorkalium, Chlormagnesium zugleich nicht unbeträchtliche Mengen von Chlorstrontium und Chlorbaryum führt[1]). Das Vorkommen besonders der letztgenannten beiden Salze läßt wohl keine andere Erklärung zu, als daß diese regeneriert sind, und zwar durch den oben skizzierten Erzbildungsprozeß, den einzigen, in welchem Schwefelsäure, auf eine hier diskutierbare Weise wenigstens, selbst schwefelsaurem Strontian und Baryt entzogen und dauernd ferngehalten werden kann. — Ob jene Chloride im angezogenen Beispiele noch jetzt entstehen, oder, ehemals entstanden, irgendwo aufgespeichert wurden und nunmehr gewissermaßen im Absüßwasser ehemals versalzener Schichten den Lautenthaler Tiefbaustrecken wieder zuströmen, braucht hier nicht untersucht zu werden.

Die Sulfhydrate der Alkali- und Erdalkalimetalle werden durch Kohlensäure zersetzt. Letztere — das Endprodukt der Zersetzung der Kohlesubstanzen der Gesteine durch die hierbei

[1]) Reduktion des in den Laugen gelösten schwefelsauren Baryts zu Baryumhydrosulfid, Umsetzung des letzteren mit den Chloriden der Schwermetalle zu Kiesen, Glanzen, Blenden und Chlorbaryum; genau dasselbe außerdem bei etwa vorhandenen anderen schwefelsauren Alkalien oder Erdalkalien: das ist der wenig rätselvolle Weg, auf welchem Chlorbaryum und Soolen, wie die Lautenthaler, zu entstehen vermögen. Vergl. LATTERMANN, Die Lautenthaler Soolquelle und ihre Absätze. Jahrb. d. kgl. pr. geol. L.-A. f. 1888, S. 283.

reduziert werdenden Metallsalze — macht aus diesen Sulfhydraten Kalkspat, Braunspat, Strontianit, die sämtlich eine mehr oder weniger bedeutende Rolle zumal in den oberharzer Grubenbezirken spielen; aber auch kohlensaures Natron u. s. w., welches in den Laugen gelöst blieb und seinerseits Metallsalze zersetzen konnte, wie z. B. Eisenoxydulsalze zu Spateisenstein, oder an der Zersetzung von Silikatgesteinen u. s. w. teilnehmen mochte. Der aus den Sulfhydraten entwickelte Schwefelwasserstoff wird, so weit es angängig war, Metallsalze, wie z. B. die Bleisalze, in Schwefelmetalle verwandelt haben, wobei natürlich wieder ein entsprechendes Quantum Säure aktionsfähig wurde, außerdem war er wohl das geeignetste Agens, aus welchem durch einfache Umsetzung entstehendes Einfach-Schwefeleisen den ihm noch fehlenden Schwefel beziehen mochte, um Schwefelkies bilden zu können. Für den hierbei freiwerdenden Wasserstoff dürfte in den betreffenden Eisensalzlösungen, da solche ja erfahrungsgemäß nur mit Mühe gänzlich oxydfrei zu erhalten sind, wohl immer Verwendung gewesen sein.

Das ist wenigstens eine Auswahl von chemischen Einzelreaktionen, vielleicht sind es auch die wichtigsten. Immerhin sind es gerade genug, um zu zeigen, wie trotz der Großzügigkeit der beiden Hauptvorgänge: oben, draußen Oxydation, Auflösung; unten, drinnen Desoxydation, Kristallisation, Sichniederschlagen — infolge der zeitlichen und örtlichen Verschiedenartigkeit der Laugen, jener durch Auflösen und Wiederausscheiden in ihrer chemischen Beschaffenheit fortwährend sich ändernden Solution all der vielen, teils noch aus dem Meerwasser und aus der Atmosphäre, teils aus den zersetzten Gesteinen stammenden Elemente und Verbindungen, eine beträchtliche Kompliziertheit in den Einzelprozessen zustande kam. — An manchen Reaktionen wird man bemerken, daß sie einander entgegenwirken. Das mag auch oft genug stattgefunden haben, allemal so lange, wie die betr. Agentien unter einander im Gleichgewicht waren; nachher änderte sich das. An anderen wird man finden, daß sie geeignet sind, die Existenz der Produkte anderer Reaktionen in Frage zu stellen. Das ist dann genau das, was man in den harzer Erzgängen so oft zum Ausdruck kommen sieht, wo sonst prächtig kristallisierte Mineralien auch in allen Stadien der Korrosion vorkommen. Es sind das die wohlbekannten „angeätzten“, „zerhackten“ oder „zerfressenen“ Mineralien, die man durchaus nicht für Verwitterungsprodukte halten darf; z. B. Spateisenstein in seiner normalen blaß graubräunlichen Farbe, bis in die Oberfläche der Drusen hinein frisch und spätig, diese Oberfläche aber rauh, die sonst so scharfen und glänzenden

Kristallindividuen zu rundlichen Gestalten abgeätzt, sodaß so ein Stück von außen etwa aussieht, wie ein Teig aus Hafergrütze oder Roggenmalz. (Verwitterter Spateisenstein dagegen ist bekanntlich schon im ersten Stadium dunkel, bald darauf schwarz wie Hornblende und wird in verhältnismäßig wenigen Jahren schon zu Eisenoxydhydrat. Ein Abwaschen der Drusenoberflächen habe ich an solchem noch nicht beobachtet, dagegen habe ich oft genug vollkommen erhaltene Rhomboeder getroffen, die gänzlich zu Eisenoxydhydrat geworden waren. Die vielen Versuchsarbeiten auf Eisenstein zu Anfang der siebziger Jahre lieferten derartige Dinge in großer Menge.) Unter Berücksichtigung all dieser Verhältnisse erscheint es selbstverständlich, daß von allgemein giltigen Mineralsukzessionen in den harzer Erzgängen keine Rede sein kann. Abgesehen von einem ältesten Quarze, der bei der Auskleidung der Gangspalten in der Regel den Anfang machte, sich aber ebenfalls in jüngeren Generationen wiederholt, kommen alle anderen Mineralien, Gangarten wie Erze, regellos übereinandergewachsen vor: eben die Folge der Veränderlichkeit der Laugen in ihrer Zusammensetzung der Zeit nach wie der Örtlichkeit nach, und der Veränderlichkeit ihrer Strömungsrichtung und -Geschwindigkeit. Erstere als Folge der in den Laugen vor sich gehenden chemischen Prozesse und der Lösungs- und Abscheidungsvorgänge; letztere z. T. aus gleichen Ursachen, dann aber auch als Folge der Verengerung oder auch des vollkommenen Zuwachsens oder Ausfüllens der Gangräume durch die Kristallisationen und Niederschläge, event. auch durch Öffnung neuer Spalten oder Wiederaufreißen alter. Denn jene interpermische Laugenperiode dürfte genügend lange angehalten haben, daß sich während ihrer Dauer auch tektonische Veränderungen in unseren Ganggebieten vollziehen mochten. Auf die interessanten Gangformen und Gangkombinationen, die sich auf diese Weise herausbildeten, sei hier nur aufmerksam gemacht.

Aber mit dem Eintritt der Zechsteinperiode, d. h. mit dem Einbruch des Ozeans in das interpermische Laugenareal, kamen alle jene Vorgänge zum Abschluß.

Die Halurgometamorphose, die Zersetzung der Gesteine durch konzentrierte Laugen unter Mithilfe des Atmosphärensauerstoffes, also auch die Metallextraktion, die unumgängliche Vorbedingung eines jeden Erzabsatzes, hatte ein plötzliches Ende. Der Metallinhalt der Oberflächenlaugen wurde durch die eingeschwemmten Organismen und sonstigen organischeu Substanzen ebenfalls ziemlich schnell ausgefällt.[1]) — Die alte deutsche Bergmannsregel,

[1]) Vergl. Anm. 1 S. 303. — Stellenweis scheint außer den Metallen auch Schwerspat ausgefällt zu sein; wohl durch die Verdünnung der

daß oberhalb des „Übergangsgebirges“ nicht mehr viel zu holen ist, an Erzen nämlich, bringt die Tatsache, daß mit dem Auftreten der Flözformationen unsere bedeutendste Laugenperiode zu Ende ging, zum knappen, praktischen Ausdruck; und „Totliegendes“ ist im Ganzen kein unzutreffender Name für die wertlosen, roten Extraktionsrückstände des Rotliegenden und Oberkarbon! — Doch etwas blieb von den Laugen noch übrig, vorläufig wenigstens; nämlich das, was damals die Tiefen durchtränkte, verblieb noch einige Zeit unter der Überschüttung und Überschwemmung; denn Laugen sind schwerer als normales Meerwasser, und die Mischung übereinandergeschichteter Salzlösungen erfolgt erfahrungsgemäß ungemein langsam, wenn die untere, wie in diesem Falle, besonders schwer ist.

C. Der Schwerspat der Zechsteinformation.

Das Quantum Laugen, welches in die Zechsteinperiode noch im ursprünglichen Zustande auf jene Weise hineingeriet, dürfte kein geringes gewesen sein. Oberkarbon und Rotliegendes: Sandsteine und Konglomerate zum ansehnlichen Teile, durch Entziehung des Kalkes außerhalb der Einflußsphäre gelegentlicher Kohlenlager, wie ich es a. a. O. schon auseinandergesetzt habe, noch besonders gelockert und porös geworden, bildeten in ihrer nach Hunderten von Metern zählenden Mächtigkeit gewiß kein zu unterschätzendes Flüssigkeitsreservoir. Diese hier unterhalb der Zechsteinformation durch letztere selber abgeschlossenen Laugen besaßen vorläufig noch alle ihre alten Eigenschaften, besonders auch ihr Oxydationsvermögen, so lange sie noch Eisenchlorid enthielten, waren also vollkommen befähigt, Schwefelmetalle aufzulösen und fortzuschaffen, und was sonst in ihnen löslich war, beispielsweise schwefelsaurer Baryt war es auch jetzt noch. Nur ein sehr wesentlicher Faktor ihrer ehemaligen großen Aktions-

---

Laugen durch das Meerwasser. ZIMMERMANN, Harzgebirge, S. 184, erwähnt einen sog. „Ährenstein“, einen „bituminösen Kalkschiefer aus der Gegend zwischen Herzberg und Osterode, in welchem Schwerspat strahlig eingewachsen ist“. LASIUS, Bildung der Harzgebirge, S. 451, sagt aber leider schon: „Man weiß den Ort nicht mehr, wo die Platten gebrochen sind“. Offenbar handelt es sich um Kupferschiefer, denn auf andere Gesteine der betreffenden Gegend passt Z.'s Beschreibung nicht. — Es wäre von Wert, wenn der Fundort wieder entdeckt würde. Das Gestein würde den hohen Baryumgehalt der im Zechstein-Wassereinbruch verdünnten interpermischen Laugen beweisen, weit besser noch, als die Füllung der Schwerspatgänge, die ja auch aus relativ baryumarmen Laugen, aber in um soviel mal längerer Zeit erfolgt sein könnte; während es sich bei jenem „Ährensteine“ um einen in verhältnismäßig kurzer Zeit verlaufenen Bildungsprozeß handeln muß.

fähigkeit fehlte ihnen hinfort: Luftsauerstoff, der sie einstmals regenerierte, gab es für sie nicht mehr; was jetzt eine Oxydationswirkung vollbracht hatte und hierüber natürlich selber desoxydiert worden war, blieb es. Die Bewegung dieser Laugen dürfte fortab in der Hauptsache bewirkt sein durch Druckdifferenzen infolge der fortdauernden Senkung und der Faltung, in welcher manche Gebirgsmassen, wie z. B. Harz und Kyffhäuser, als Pfeiler stehen blieben, sodaß von hier aus innerhalb der hier aufliegenden Anteile der Rotliegendendecke nach deren tieferen Teilen hin ein hydraulischer Druck ausgeübt wurde, der die Laugen an den tieferen Stellen des Drucksystems austreten machte, sobald sich Undichtheiten in den Deckschichten bildeten, wie beispielsweise durch die „Rücken“ des Kupferschieferflözes.[1] Hier begann dann der frühere Prozeß des Erze-Auflösens und Erze-Wiederabscheidens sofort von neuem; allerdings in sehr beschränktem Raume und auch sonst auf verschiedene Weise in bescheidenen Dimensionen erhalten: war doch als Objekt dieses Prozesses jetzt nichts weiter vorhanden, wie der Erzgehalt des Kupferschiefers, und das erzlösende Agens, die Laugen, waren dieses nur so weit, wie sie oxydierender Wirkungen fähig waren, also oxydierend wirkende Substanzen, z. B. Eisenchlorid, noch von früher her führten; aber, wie schon gesagt, mangels Zutrittes der atmosphärischen Luft wurden sie nicht regeneriert. Weit besser stand es dagegen wohl um die Wiederabscheidung der Erze, infolge des ringsum vorhandenen Überschusses an organischen Substanzen, unserem heutigen „Bitumen“, welches damals aber wohl noch etwas weniger Bitumen und dafür etwas mehr Tran, Kadaverjauche und dergl., infolgedessen um so aktionsfähiger, gewesen sein dürfte. — Ob der Schwerspat auch hier wieder aktiv auftrat und in der oben gedachten Weise die Reaktion unterstützte, ist wohl fraglich. Im Weißliegenden und Kupferschiefer — von hangenderen Formationsgliedern garnicht zu reden — ist Gips genügend vorhanden, um für die nötigen Sulfatreduktionen den schwefelsauren Baryt allerdings entbehrlich erscheinen zu lassen. In der Hauptsache dürfte letzterer von seiner Löslichkeit in Salzlaugen und von seinem Schwerlöslichwerden bei deren Verdünnung für seine Anwesenheit in der Zechsteinformation profitiert haben. Und ähnlich, wie bei den „Rücken“ aus dem Rotliegenden, scheint er am Oberharz aus den Erzgängen, ebenfalls durch Laugen transportiert, in die jenen Gängen auflagernden Zechsteinglieder hinübergetreten zu sein.

Um auch hier der aufgeworfenen Frage nach der möglichen

---

[1]) Verf., Regionalmetamorphose, S. 108.

buntsandsteinischen Herkunft dieses Schwerspates nicht auszuweichen, sei hervorgehoben, daß die zuletzt beschriebene Transportart durch Laugen zwar auf die interpermischen Salzsümpfe ursächlich zurückgeht, im übrigen aber so wenig wie an jene, ebensowenig an eine beliebige andere geologische Periode gebunden ist, falls sie nur jünger als jene Laugenzeit ist, sodaß dieser Prozeß vielleicht sogar noch heute funktioniert (Lautenthal?). Daher kann der Schwerspat der harzer Zechsteinformation ganz wohl zur Buntsandsteinzeit an jene Stellen gekommen sein, ohne im übrigen mit dem Buntsandstein auch nur das Geringste gemein zu haben. Für das Harzgebiet kann eine andere Deutung kaum in Betracht kommen; ob auch anderwärts, möge Anderen zur Entscheidung überlassen bleiben.

D. Der Schwerspat der Buntsandsteinformation.

Daß der Buntsandstein überhaupt Schwerspat führt, kann bei ihm als Salzformation, in der auch Laugen ihre Rolle infolge hiervon spielten, nicht auffallen. Auffällig wäre es eher, daß der Schwerspat so knapp ist, wenigstens soweit das Harzgebiet in Betracht kommt. Indessen auch diese Auffälligkeit besteht nicht einmal, wenn man sich vor schematischen Schlußfolgerungen in Acht nimmt und dafür den eigentlichen Kern der Dinge, ihre innerste Daseinsbedingung, im Auge behält. — Schon eingangs wurde dargelegt, daß Salzlaugen an sich noch keineswegs Schwerspat bedingen: in unseren Salzlagern, resp. zeitweilig über denselben, hat es sicherlich nicht an Laugen gefehlt; trotzdem und trotz der großen Mannigfaltigkeit ihrer Salze gibt es Schwerspat in ihnen nicht. Letzterer gehört eben nicht zu den ursprünglichen Laugenkomponenten, weil schwefelsaurer Baryt kein Bestandteil des Meerwassers ist. Er muß sich stets erst bilden, und er bildet sich, wenn jene Urlaugen Gelegenheit bekommen, ihre chemische Energie an baryumhaltigen Gesteinen zu betätigen.

In letzterer Hinsicht lagen nun die Verhältnisse in der Harzgegend allerdings kaum günstig. Ob vom Harze wenigstens Teile noch über die Zechsteinformation ehemals hinausgeragt haben, d. h. unbedeckt blieben auch vom oberen Zechstein, ist noch fraglich. Diese Möglichkeit aber hier zugegeben, hätten die Buntsandsteinlaugen schwefelsauren Baryt auch den interpermischen Gangfüllungen entnehmen können. Immerhin wäre das, auf das Ganze des Buntsandsteins verrechnet, noch nicht viel gewesen. Aber man sieht den Schwerspat auf dem Harze eigentlich auch nicht fehlen; wo er nicht ist — und das ist,

wie wir oben sahen, in einem sehr großen Teile dieses Gebirges der Fall — ist eben etwas anderes von Anfang an an seiner Stelle, Quarz, Kalkspat, Braunspat, wie das lokal auch im Schwerspatgebiete vorkommt. Der Annahme, es könne zu interpermischen Zeiten der ganze Harz mit Schwerspat gefüllt sein, und letzterer wäre darauf zur Buntsandsteinzeit von dort, wo er heute nicht ist, wieder weggelöst, fehlt vorläufig jede tatsächliche Basis. — Also hat der Buntsandstein des Harzgebietes seinen Schwerspat wahrscheinlich nur aus seinem eigenen Material beziehen können, woraus sich die Spärlichkeit jenes Minerals[1]) gerade dort sofort von selber ergibt, wenn man dabei berücksichtigt, daß der Buntsandstein im Verhältnis zu den interpermischen Extraktionsobjekten, dem Rotliegenden und Oberkarbon, schon seiner Quantiät nach weniger zu bieten hatte, ganz abgesehen davon, daß er selber zu einem wohl nicht geringen Teile aus aufgearbeitetem Rotliegenden bestehen dürfte, also aus schon ein Mal extrahiertem Materiale. — Der Buntsandstein ist somit für das Harzgebiet nicht nur nicht der Bringer des Schwerspates, sondern er ist trotz seiner Salzlaugen sehr arm auch an diesem Mineral geblieben, weil seinen Salzlaugen weder die von früher her schwerspatreichen Gebirgsglieder zugänglich waren, noch baryumhaltige Silikatgesteine in hinreichender Menge dargeboten waren.

Wo dagegen die geologischen Verhältnisse andere waren als am Harze, blieben auch dem Buntsandstein noch die seiner salzigen Natur zukommenden Funktionen zu verrichten. Wo nämlich die Zechsteinformation fehlt oder nur mit ihren durchlässigeren Gliedern vertreten ist, also die am Harze und weit ringsum vorhandene Isolierschicht fehlt, war den Salzlaugen der Buntsandsteinformation der Weg in die Tiefe ebensowenig verlegt, wie den damals wohl noch an vielen Stellen in der Tiefe stagnierenden interpermischen Laugen der Weg zum Buntsandstein. In solchen Gegenden, resp. in Abhängigkeit von deren geologischen Verhältnissen auch wohl anderwärts — Laugen sind ja beweglich —, konnten sich dann wohl die oben klargestellten Mineralbildungsprozesse wiederholen, mußten es, sobald Reduktionsmittel in Tätigkeit kamen; denn die Laugen mit ihrem üblichen Inhalt an Schwermetallchloriden und schwefelsauren Alkalien und Erdalkalien waren ja nun ebenfalls da, und geschwefelte Erze sowohl entstanden, wie auch Chlorbaryum oder kohlensaurer Baryt, event. im Buntsandstein selber. — Um derartiges scheint es

[1]) Jasche, Gebirgsformationen der Grafschaft Wernigerode. 1858. S. 77; Fr. Ulrich, Die Mineral-Vorkommnisse in der Umgegend von Goslar, Zeitschr. f. d. gesammten Naturwissensch., Berlin, 1860. S. 229.

sich in Westdeutschland zu handeln, besonders auch in dem eingangs zitierten Falle.

Das Erzlager des Rammelsberges.

Die im Vorstehenden an den Erz- und Mineralgängen des Harzes angestellten Untersuchungen dürften uns nunmehr in den Stand setzen, auch den sedimentären Erz- und Mineral-Lagern gerecht zu werden — soweit das überhaupt notwendig und nicht schon bei anderen Gelegenheiten geschehen ist. — Das bedeutendste und bisher rätselhafteste Erzlager des Harzes ist das vom Rammelsberge bei Goslar. Schon eingangs kurz erwähnt, verlangt es rücksichtlich seiner Entstehung noch einige nähere Auseinandersetzungen.

Nach K. A. Lossen[1]) sollte das Rammelsberger Erzlager eine durch eine Gabbrotherme bewirkte Hohlraumfüllung sein. — Unter dem überkippten Spiriferensandsteine, tief unten im zerquetschten Schiefer, so recht im Zentrum aller Pressungen, trotzdem deren Negation: eine gewaltige Spalte, schichtungsparallel aufgerissen, und diese dann gefüllt durch eine schichtenförmige, im Großen wie im Kleinen vollkommen unsymmetrische Mineralienfolge, in der gerade diejenigen Mineralien nahezu unvertreten sind, welche sonst in erster Linie Thermenabsätze zu bilden pflegen: eine Sonderbarkeit, die durch die andere Sonderbarkeit, daß diese vermeintliche Therme, mit Ausnahme von Schwerspat, nichts absetzt wie reine geschwefelte Erze, womöglich noch überboten wird.

Weit mehr innerhalb der Grenzen des Vorstellbaren bewegt sich eine andere Theorie[2]), welche das Rammelsberger Erzlager als wirkliches Lager anerkennt und als eigentliche Heimat des Erzes einen Erzgang eines älteren, inzwischen niedergesunkenen oder abgetragenen Gebirges betrachtet, dessen Inhalt aufgelöst, dem oberdevonischen Meere zugeführt und dort wieder ausgefällt wurde. — Mit dieser Theorie könnte man sich, bis zu einem gewissen Punkte freilich nur, einverstanden erklären, doch würde man sich zuvor über ein anderes Lösungsmittel, als Regenwasser, verständigen müssen. — Das Lager zeigt bekanntlich im Großen eine ganz bestimmte Mineralienfolge, wenn auch im Kleinen die mannigfaltigsten Wiederholungen und Abwechselungen der ein-

---

[1]) K. A. Lossen, Über den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz. Jahrb. d. kgl. pr. geol. L.-A. f. 1881. S. 45.

[2]) F. Klockmann, Über die Geologie des nordwestlichen Oberharzes. Diese Zeitschr. **45** (1893) S. 281 u. ff.

zelnen Erzniederschläge in den z. T. papierdünnen Schichten mancher Lagerteile zu beobachten sind. Der älteste Teil des Lagers besteht aus schwarzem, glänzenden Schiefer, dem dünne Lagen von Schwefelkies eingeschaltet sind: das getreue Abbild, oder genauer gesagt, Vorbild der tressenführenden Kupferschiefervarietäten; nur ein, allerdings nebensächlicher, Unterschied besteht zwischen beiden noch: ist der Kupferschiefer in der Regel eben wie eine Tischplatte und nur im Großen geneigt, gebogen und gewellt, so ist der Rammelsberger Erzschiefer, der „Kupferkniest", in dieser Hinsicht das genaue Gegenteil, da er durch geotektonische Pressungen total zerquetscht und mitunter förmlich durcheinandergeknetet erscheint. Gerade durch seine Erzlagen, durch deren wunderbare Knickungen, Schleifen, Windungen und Knoten im Querbruche des Gesteines, wird jener Vorgang ganz prächtig illustriert. Beiläufig sei hier bemerkt, daß dieser Schiefer aber trotzdem keine Spur jener chemischen Umwandlungserscheinungen zeigt, die man am Ostharze an ebenso gepreßten Gesteinen irrtümlich als Folge der Pressung, als Wirkung einer vermeintlichen Dynamometamorphose ansprechen zu dürfen glaubte. Der Kupferkniest kann also als Beweis gegen die Dynamometamorphose dienen. Leider hat er hierin aufgehört, ein Beweismittel für etwas anderes zu sein, was hier mehr interessiert hätte. Zur Beurteilung der Art und Weise des Metallzuflusses wäre es nämlich wertvoll, zu wissen, ob diese ersten Erzniederschläge über größere Flächen anhaltende Schichten bilden, oder nur mehr oder weniger ausgedehnte, einzelne Linsen. Das festzustellen dürfte jetzt allerdings unmöglich sein. — Über dem Kupferkniest folgen dann die reinen, d. h. von Schiefersubstanz nahezu freien Erze; zunächst Schwefel- und Kupferkies, die nach dem Jüngeren zu in Bleiglanz übergehen, sämtlich in reizvollen Wechsellagerungen zartester Schichtenbildungen, darauf folgt Zinkblende und schließlich derber, mikrokristalliner Schwerspat, ebenso durch wechselnde Schichten und Gemische eines aus dem anderen sich herausentwickelnd.

Bis zum Bleiglanze exklusive hinauf könnte das Erzlager nun wohl in der erwähnten Weise durch Weglösung eines verwitternden Erzganginhaltes gebildet sein. An diesem Punkte jedoch stellt sich die erste Differenz zwischen Theorie und Erfahrung heraus. Bleierze haben erfahrungsgemäß sehr wenig Neigung, sich gänzlich weglösen zu lassen, durch Atmosphärilien selbstverständlich. Wo Schwefel- und Kupferkies bei Lachtern Tiefe zersetzt und ausgelaugt wurden, findet man den Bleiglanz, allenfalls weiß oder braun überrindet, im Innern aber meistens vollkommen unzersetzt, noch bis in die Dammerde. Oder er ist

zersetzt, zu schwefelsaurem Bleioxyd oxydiert, dann bleibt er auch in dieser Gestalt, dank der Wasserunlöslichkeit dieser Verbindung, ebenfalls an Ort und Stelle. Eine Folge hiervon ist, daß es in den harzer Erzdistrikten zwar sehr viel Vitriolwässer, aber meines Wissens kein Bleiwasser gibt; und da das auf ganz natürlichen Ursachen beruht, kann das zu devonischen Zeiten kaum anders gewesen sein. Wenn also das Rammelsberger Erzlager aus der gewöhnlichen Verwitterung und Weglösung eines Erzganges durch Regenwasser hervorgegangen wäre, könnte es keinen Bleiglanz führen. — Über dem Bleiglanze liegt Zinkblende. Das wäre eine zweite Widernatürlichkeit im Ideenkomplex jener Theorie. Zinkblende, zumal die gewöhnliche dunkele, verwittert ziemlich leicht. Wenn auf alten Halden die Bleiglanzstücke gerade erst mattgrau überzogen sind, sind die Zinkblendestücke in der Regel schon zugerundet, rissig zerfressen und mürb bis ins Innere. Wenn es also eigentlich schon unbegreiflich ist, daß Bleiglanz in den bedeutenden, im Rammelsberge vorhandenen Quantitäten durch Verwitterung in Lösung gebracht und nach dort transportiert sein soll, so ist es vollends undenkbar, daß die Zinkblende — oder auch ein beliebiges anderes Zinkerz — hierbei dem Bleierze den Vortritt überlassen haben soll. — Und schließlich nun noch der Schwerspat. Dieses Mineral ist nach meiner Erfahrung der Verwitterung nur sehr schwer zugänglich. Bei Stolberg liegt er stellenweis als alter Haldenschutt seit Jahrzehnten in den Bächen; trotzdem fehlt ihm im Wesentlichen nichts weiter, als daß er „nicht mehr ganz frisch“ aussieht; man würde ihn vielleicht neu anschlagen müssen, wollte man ihn in eine Sammlung legen, wo auch sein ursprünglicher, spezifischer Glanz zur Geltung kommen sollte. Mehr fehlt ihm, wie gesagt, nicht. An vielen Stellen treten dort seine Gänge bis unter die Dammerde, und letztere umschließt Stücke von ihm. Solche Stücke zeigen, bei völliger Frische im Innern, außen weiter keine Besonderheiten, wie einen dünnen Überzug der umgebenden roten Erde, eine zarte Anfärbung, die sich nicht abwaschen läßt. Diese Beobachtungen, die mich, nebenher bemerkt, veranlassen, tatsächlich „zerfressenen“ Schwerspat, den es ja gibt, je nach den Nebenumständen als ehemaliges Objekt von Salzlaugenaktionen, oder auch als Rückstand eines zersetzten Aggregates, z. B. von Schwerspat und Anhydrit oder anderen wasserlöslichen Mineralien, in Verdacht zu nehmen, diese Beobachtungen lehren also in jedem Falle, daß Schwerspat eine bedeutende Widerstandsfähigkeit den Atmosphärilien gegenüber besitzt. Und wenn man nun wirklich die im Rammelsberge vorhandenen Schwerspatablagerungen anderwärts verwittert und

weggelöst sein lassen wollte — mit einer nicht zu kurzen Reihe von Jahrtausenden ließe sich die Sache vielleicht dennoch machen — dann hätte man trotzdem nichts! In Regenwasser gelöster Schwerspat würde nämlich nimmermehr im Meere wieder ausfallen, denn schwefelsaurer Baryt ist in Salzlösungen weit leichter löslich als in reinem Wasser. Der Goslarer Schwerspat ist also entweder in Form eines anderen, leichtlöslichen Baryumsalzes in das oberdevonische Meer geflossen und wäre dann dort durch Umsetzung mit dessen schwefelsauren Salzen ausgefällt, oder er ist schon als schwefelsaurer Baryt in Lösung gewesen, dann allerdings in konzentrierten Salzlaugen; denn nur aus solchen kann schwefelsaurer Baryt durch Meerwasser ausgefällt werden. — Wir müssen uns für letzteres, für die Laugen entscheiden, denn wie oben auseinandergesetzt wurde, wäre Chlorbaryum, das einzige wasserlösliche Salz, welches füglich in Frage käme, nicht anders zu haben, als daß anderwärts geschwefeltes Erz zurückgeblieben wäre — also das Gegenteil von dem, was wir sehen: die Schwermetalle wurden ja ebenfalls gelöst weggeführt, sonst wären sie doch nicht gleichfalls im Rammelsberge vorhanden. Also Salzlaugen, aber nicht atmosphärische Wässer waren es, welche die Auflösung und den Transport des Rammelsberger Erz- und Schwerspatlagers besorgten.

Aber ein Auflösen von was? Kann es wirklich im Sinne des angeführten Zitates ein Erzgang gewesen sein, dessen Inhalt, allerdings durch Laugen, translociert wurde? Ist es denkbar, daß der Gesamtinhalt eines Erzganges in jener im Ganzen ziemlich sauber gegliederten Reihe nach No. 1, 2, 3, 4: Kiese, Bleiglanz, Blende, Schwerspat, gelöst werden konnte? Wohl schwerlich; sicherlich wäre alles so, wie es dargeboten war, gemengt in Lösung gegangen, und bei Goslar würde statt der ganz leidlich auseinandergehaltenen Folge von Erzen und Schwerspat ein ziemlich gleichmäßiges Gemenge von diesen anstehen. Die Urheimat des Inhalts des Rammelsberger Erzlagers kann folglich kein Erzgang gewesen sein, wenigstens nicht einzig ein Erzgang. Wir werden also auch diese Seite jener Theorie aufgeben müssen.

Art und Folge der in dem Rammelsberger Lager deponierten Mineralien, beide zwingen uns bereits, auch das Devon als eine jener Formationen in's Auge zu fassen, in welchen sich Laugen in wesentlich derselben Weise betätigten, wie ich es früher schon für das Rotliegende dargetan habe.

Da uns nun aber Laugen allein, wie wir oben sahen, rücksichtlich der Erz- und Mineralienbildung für unsere Zwecke garnichts nützen, sondern erst in ihrer Einwirkung auf Gesteinsmaterial, in des letzteren Halurgometamorphose, dasjenige geschieht,

was zum Entstehen von Erzlagerstätten führen kann, so haben wir uns folgerichtig nach präoberdevonischen halurgometamorphen Gesteinen umzusehen und uns wohl auch die Ursachen ihres Entstehens nach Möglichkeit klar zu machen, wenn wir mit dem Rammelsberger Erzlager völlig in's Reine kommen wollen.

Die Kernfrage ist hiernach einfach diese: Gibt es im Prä-Oberdevon halurgometamorphe Gesteine? eventl. gar wohl solche, welche in Folge genügender Konzentration der einwirkenden Laugen durch wasserfreies Eisenoxyd pigmentiert, also rot sind und welche diese ihre Umwandlung selbstverständlich nicht erst zu interpermischen, sondern schon zu präoberdevonischen Zeiten erlitten haben?

Ich stehe nicht an, diese Frage im vollen Umfange zu bejahen. Für das außerharzische Devon — und dieses spielt hier höchstwahrscheinlich die Hauptrolle — muß ich mich zwar auf Berichte verlassen, doch glaube ich auf Grund derselben vor allem den Old Red Sandstone, rot, resp. bunt wie er ist, samt den zugehörigen nichtsandigen Gesteinen — bezeichnender Weise auch mit einer wunderbar erhaltenen, sicherlich sterilisiert, i. e. in Laugen begrabenen Fischfauna versehen — für eine Arbeitsstätte der Laugen ansprechen zu dürfen. — Aber auch im Harze selber gibt es sicherlich devonisch-halurgometamorphe Gesteine. Zum vorläufigen Beweis will ich nur ein paar Tatsachen mitteilen, Detaillierteres für später vorbehaltend, denn einstweilen bin ich noch mit weiteren Untersuchungen in dieser durch das Hineingreifen der interpermischen Halurgometamorphose höchst verwickelt gestalteten Sache beschäftigt.

Am klarsten scheinen noch die betreffenden Dinge im Oberharze zu liegen. Dort sind zumal die roten Gesteine, eventl. Roteisensteine, des sog. Devonzuges mit hoher Wahrscheinlichkeit als devonisch-halurgometamorph anzusprechen. Sie streichen in gutem Zusammenhange quer durch das ganze Gebirge. Das ist an sich schon auffallend. Als Teil einer interpermisch-halurgometamorphen Oberflächenzone, wenn sie das wären, sollten sie über dem Gebirgsrücken, wo sie ihn queren, fehlen, entweder infolge der Abtragung, oder weil ihr ursprüngliches Gesteinsmaterial dort den interpermischen Laugensumpf überragt haben kann. Denn in anderen Teilen des Gebirges sieht man, außer in vereinzelten Partieen, welche permischen Spalten ihr Dasein verdanken, an analogen Stellen nichts von Halurgometamorphose. Auf diesem Zuge setzen nun diese roten Gesteine, soweit die Einschnitte, sowie Nachrichten aus der Abbauperiode zu beurteilen gestatten, in sehr große Tiefen. Ja, bei Claustal hat man diese selben roten Gesteine vor 90 Jahren auf der Grube

„König Wilhelm“ in 440 m Tiefe angetroffen[1]), wohin sie nach Lage der dortigen Verhältnisse gewiß nur durch Faltung, als Liegendes des Kulms dort, vor Ablagerung des letzteren bereits metamorphosiert, gelangt sein können, während das Niederdringen noch oxydationsbefähigter interpermischer Laugen in diese großen Tiefen, wo ringsherum der Reduktionsvorgang der Erzabscheidung im vollsten Gange war, und gerade auf dieses einzige Meter Devonfalte los, als Ding der Unmöglichkeit erscheint. — Ferner sind diese selben Gesteine am Nordende des ganzen Zuges, im obersten Einhange des Kleinen Trogtales bei Harzburg (der „Spitzenberg“ der einschlägigen Literatur) auch noch der Granitkontaktmetamorphose anheimgefallen und in Magneteisenstein u. s. w. umgewandelt. Nach allem, was bis jetzt über das Alter der Granitgesteine des Harzes bekannt geworden, konnte das nur präpermisch-halurgometamorphen Gesteinen widerfahren. — Sodann gibt es in der weiteren Umgebung von Goslar rote, bezw. violettrote oberdevonische Schiefer, die sowohl ihrer Lagerung nach, wie nach ihrer Verbindung mit dem Liegenden und Hangenden zu urteilen, wahrscheinlich nicht halurgometamorph, sondern ein durch wasserfreies Eisenoxyd ursprünglich pigmentiertes Sediment darstellen dürften, hervorgegangen aus der Zerstörung älterer roter Gesteine, etwa so, wie die roten Alluvialbildungen des Südharzes und der goldenen Aue entstanden, ihrerseits also präoberdevonische rote, daher wahrscheinlich halurgometamorphe Gesteine zur Voraussetzung haben mußten. — Das mag hier vorläufig genügen. Von der mutmaßlichen Ursache, welche im Devon, speziell im harzer, Laugen entstehen ließ, wird weiter unten die Rede sein.

Wir haben also auch im Devon eine Periode der Laugen. Nunmehr wird die eingehendste Deutung des Rammelsberger Lagers, die volle Aufklärung seiner Entstehung, keinerlei Schwierigkeiten mehr bieten: Es entstand aus dem Zusammentritt von metallhaltigen Salzlaugen mit Ozeanwasser; rein chemisch betrachtet also genau so, wie das Kupferschieferflöz. Aber wenn es bei dem Kupferschieferflöz infolge außergewöhnlicher Niveauverschiedenheiten geschah, daß der Ozean in die Laugen floß[2]), so geschah hier das Umgekehrte, aber eigentlich Natürlichere: die metallhaltigen Salzlaugen flossen von einem höher gelegenen Festlande in den Ozean hinunter. Anfangs spärlich und intermittierend, wie der Kupferkniest, siehe oben, beweist, flossen sie später in so starkem und andauerndem Strome, daß Zwischen-

---

[1]) Chr. Zimmermann, Das Harzgebirge. S. 201.

[2]) Verf., Regionalmet. S. 104 u. ff.

lagerungen von Schiefer nicht mehr entstanden, wenigstens nicht in nennenswerten Dimensionen. Übrigens ist es möglich, daß der Metalllaugenzufluß, wenn auch in so geringen Mengen, daß eigentliche Erzabsätze nicht zu entstehen vermochten, schon früher erfolgte, und dieses die Ursache war, daß die guten Anläufe, welche die Entwicklung der devonischen Fauna im Spiriferensandstein und in den Calceolaschichten genommen, bald zu Ende kamen, und die spätere Metalllaugenfülle in dem bereits vergifteten Meeresteile keine zur Konservierung geeigneten Organismen mehr vorfand. An Plankton, welches die Erze zu reduzieren vermochte, hat es natürlich trotzdem nicht gefehlt, denn solches wird ständig von den Meeresströmungen passiv zugeführt. Die tief dunkle Farbe der Schieferzwischenlagen im Kupferkniest beweist ja auch, daß es trotz gelegentlicher Metalllaugenergüsse immer und immer wieder da war. In diesem Plankton nun werden wir das Reduktionsmittel der Metalllaugen zu erblicken haben, und die Reduktion zu Schwefelmetallen erfolgte natürlich auch in diesem Falle unter Beihilfe der schwefelsauren Alkalien und Erdalkalien in der oben auseinandergesetzten Weise, denn die Schwermetalle wurden auch hier, infolge der Umsetzung ihrer Salze gemäß ihren chemischen Affinitätsverhältnissen, hauptsächlich als Chloride zugeführt.

Die sonderbare Erzfolge des Rammelsberger Lagers, im Großen zunächst, ist wohl nur die natürliche Folge des Umstandes, daß man es, wie überall, wo Salzlaugen als Agens in Frage kommen, mit Salzsümpfen, -tümpeln oder allenfalls mit Salzseen zu tun hat, aber nicht mit einem einzigen großen, tiefen Becken. Solches besäße ja wahrscheinlich schon aus Sauerstoffmangel bei seiner relativ geringen Oberfläche nicht die Fähigkeit zur Durchführung der halurgometamorphischen Gesteinszersetzungen, die allein imstande zu sein scheinen, die Schwermetalle wie auch das Baryum in erheblicheren Mengen in Lösung zu bringen. Laugensümpfe und dergl. aber sind Einzeldinge, zwischen deren Inhalt ein Austausch nicht leicht erfolgt. Und ihre ursprüngliche Füllung, der nicht kristallisierende Verdampfungsrückstand des Ozeanwassers, findet über dem Untergrunde Gelegenheit, sich je nach dessen Gesteinsmaterial mit Metallsalzen und anderen Verbindungen zu beladen. Finden nun Hebungen statt, oder möglichenfalls auch Senkungen von ihr Hinterland wallartig überragenden und abdämmenden Küstengebieten, so entleeren sich diese Salzsümpfe in den Ozean, wo ihr Inhalt, soweit er fällbar ist, in der Reihenfolge, in der er zugeführt wird, ausgefällt wird. Fällbar sind nun vor allem die Schwermetalle (durch Reduktion ihrer Salze zu Sulfiden) und der schwefelsaure Baryt

(durch Verdünnung seiner Solution); nicht oder nur schwer resp. erst im Laufe der Zeit fällbar sind alle auch in Meerwasser außer in Laugen und in den bei der Oxydation des Planktons entstehenden Säuren löslichen Verbindungen. Auf diese Weise bewährte sich die Erzlagerbildung im Anschluß an die voraufgegangene Metallextraktion als ein hydrochemisches Konzentrationsverfahren von bewundernswerter Vollkommenheit, wenn man berücksichtigt, daß das ursprüngliche Rohmaterial, das Gestein vor seiner Halurgometamorphose, all jenen gewaltigen Metallreichtum in Hundertsteln und Tausendsteln eines Prozents, höchstens, meistens aber in noch viel geringeren Mengen enthielt.

Um das daher in aller wünschenswerten Unzweideutigkeit zu wiederholen: ich betrachte die Rammelsberger Erzfolge: Kiese, Bleiglanz, Zinkblende mit dem Schwerspatflöze darüber, als Ausdruck dessen, daß dorthin der flüssige Inhalt nicht eines, sondern mehrerer Laugenbecken oder Laugenterritorien nach einander zum Erguß kam; Laugen verschiedener Distrikte, welche sich, entsprechend der petrographischen Verschiedenheit ihres Untergrundes, je vorzugsweis mit Eisen und Kupfer, Blei, Zink und Baryum beladen mußten. Daneben, wie oben schon erwähnt, natürlich auch mit mancherlei Anderem noch, was aber im Seewasser nicht oder nicht sofort wieder ausgefällt werden konnte, weshalb es bei Goslar nicht oder nur unbedeutend vertreten ist, während es in den aus ganz ähnlichen, wenn auch weit jüngeren Laugen hervorgegangenen harzer Erzgangfüllungen als Gangarten etc. eine z. T. sehr wesentliche Rolle spielt. Die Laugen der einzelnen Distrikte beluden sich also vorzugsweis je mit Eisen, Kupfer, Blei u. s. w., aber nicht ausschließlich. Denn daß das in Frage kommende Rohmaterial, der jedesmal gewiß nach vielen Quadratmeilen zu berechnende Untergrund der einzelnen Salzlaugenterritorien, je nur ein einziges Schwermetall enthalten und geliefert hätte, ist nicht vorauszusetzen. Daher konnten schon aus diesem Grunde die Goslarer Erze nicht absolut rein resp. separiert sein. Ein anderer Grund ist der, daß noch während des Entleerens der Laugenbecken Vermischungen stattfinden mußten durch teilweises Ineinanderfließen sowohl, als vielleicht auch dadurch, daß der Inhalt eines später zur Entleerung kommenden Beckens seinen Weg durch ein bereits entleertes nahm und hierbei die dort zurückgebliebenen Reste anderer Metalllaugen in sich aufnahm. Dieses gilt, wie gesagt, für das große Allgemeine der dortigen Erz- und Mineralverhältnisse. Sehen wir uns aber die Erze genau an, eventl. durch ein Vergrößerungsglas, so bemerken wir, daß ihre Mischungsqualität, mit der sie etwa für den Hüttenmann in Frage kommen, in sehr hohem

Maße aus einem überaus feinen und sauberen Schichtenaufbau hervorgeht, in welchem die verschiedenen, an sich scheinbar recht reinen Erze mit einander abwechseln, wobei, je nach dem Horizonte des Gesamtlagers, hier die einen, dort die anderen Erze mehr oder weniger überwiegen. Oft bemerkt man dabei, daß sich einzelne Lagen vollständig auskeilen, daß sie also eigentlich wohl flache Linsen, aber keine aushaltenden Schichten oder Lagen bilden. — Diese Mikrostruktur des Lagers verlangt eine besondere Erklärung, denn ein tausendfältiges Alternieren der Metalllaugenergüsse ist ebensowenig denkbar, wie das Getrenntbleiben ihrer Sulfidniederschläge im offenen Meere. — Ich führe diese Erscheinung auf zwei Ursachen zurück. Zunächst auf eine sog. fraktionierte Fällung: je nach dem Quantum der zugeführten organischen Substanz, des Planktons, und je nach dem Stadium der Zersetzung, in welchem es sich jeweilig während seiner Reduktionstätigkeit befand, vielleicht auch je nach seiner Natur, ob es mehr animalischer oder mehr vegetabilischer Herkunft war, muß es auch ein verschieden starkes Reduktionsvermögen besessen haben, demzufolge es bald mehr die einen, bald auch die anderen Metallsalze reduzierte, je nach der größeren oder geringeren chemischen Affinität, welche deren Metalle zum Sauerstoff und demnächst zum Schwefel hatten. Dann aber dürften auch noch im fertigen Erzniederschlage gewisse Umsetzungen stattgefunden haben, indem sich beispielsweise Schwefeleisen und Schwefelkupfer noch nachträglich zu Kupferkies vereinigten, wobei ein Überschuß vom einen oder vom anderen, falls er vorhanden war, natürlich unbenutzt, also für sich bleiben mußte und gesonderte Lagen bilden mochte. Daß das möglich war, daß molekulare Wanderungen und Umlagerungen im Rammelsberger Erzlager tatsächlich verliefen, lehrt schon eine oberflächliche Betrachtung seines Erzinhaltes: ehemals sicherlich nichts anderes wie ein schwarzer, amorpher Niederschlag, ist er heute, wenn auch fein, so doch deutlich krystallinisch. Wo Platz dazu wurde, auf Spalten und Klüften, kristallisierten die Erze auch später noch zu teilweise recht ansehnlichen Kristallen oder zu grobkristallinischen Aggregaten.

Fragen wir nun jetzt nach der letzten Ursache auch der devonischen Laugenentstehung, so ist die Antwort im Wesentlichen dieselbe, wie bei der interpermischen: die Ursache war in der Bodenkonfiguration gegeben. Allerdings, so eine gewaltsame Einebenung, wie sie die Rotliegendenüberschüttung darstellt, fehlt hier. Die Sache kam auf etwas andere Weise zustande. Wir haben uns nur die harzer Sedimente recht genau anzusehen, um zu erfahren, wie.

Das ganze harzer Schiefergebirge mißt in seiner Längsausdehnung rund 90 km. Das ist verhältnismäßig recht wenig. Aber dennoch: welche abwechselungsreiche Fülle von Gesteinen auf diesem kleinen Raume! Und nicht etwa, daß hier viele Formationen vertreten wären; im Gegenteil: das Schiefergebirge bietet uns bloß eine Schichtenfolge dar von mutmaßlichem Obersilur bis zum Kulm. Aber welche Mannigfaltigkeit trotzdem in deren Ausbildung je nach der Lokalität, und welcher oft beinahe rätselhafte Wechsel in allerlei Einlagerungen! — Das verbreitetste Gestein ist Schiefer. Wer den Harz nicht näher kennt, mag leicht annehmen, daß die Beschaffenheit dieses Sedimentes im Wesentlichen von seinem geologischen Alter abhänge, im Übrigen aber ziemlich einheitlich sei. Leider ist das nicht der Fall. Nicht allein, daß ihrem Alter nach weit von einander abstehende Schiefer in manchen ihrer Abarten sich bis zur völligen Ununterscheidbarkeit ähneln, sondern auch Schiefer einerlei Alters variiert in seiner Ausbildung, in seiner petrographischen Erscheinung je nach der Gegend derartig, daß er aus sich selber heraus nimmermehr zu identifizieren wäre. So zumal der Wieder Schiefer.

Letzteres Gestein ganz besonders führt die mannigfaltigsten Einlagerungen; Diabas, Kieselschiefer, Grauwacke, Quarzit, Kalk sind die wichtigsten, und diese, wie sie zur Altersbestimmung der Schiefer gedient haben, so werden sie auch uns noch einige Hinweise zukommen lassen, aus denen wir für unsere spezielle Aufgabe profitieren wollen.

Zunächst lehren uns diese Einlagerungen, weshalb die Schiefer einerlei Alters oft so verschiedenartig sind: wo solche Einlagerungen entstehen konnten, konnte es natürlich auch vorkommen, daß deren Material knapp genug war, um sofort mit in das Schiefermaterial hineingenommen zu werden. Auf solche Art entstanden dann grünliche Schiefer, spröde Schiefer, sandige, quarzitische, kalkige Schiefer in kaum überblickbarer Mannigfaltigkeit. Die Einlagerungen selber aber sind meistenteils von recht bescheidenen, z. T. sogar von geradezu minimalen Dimensionen. Die Kieselschiefereinlagerungen messen quer in der Regel kaum ein paar Schritte; wenn man unterwegs ihr Knirschen bemerkt — hierdurch verraten sie sich, auf Wegen zumal, sehr leicht — hat man sie auch schon meist hinter sich. Grauwacke wird stellenweis im Steinbruchsbetrieb abgebaut; sie bildet aber öfter noch isolierte Bänke von nur einem oder wenigen Dezimetern Mächtigkeit. Kalklager, die einen bescheidenen Abbau für längere Zeit sicherstellen, sind im ganzen Ostharze große Seltenheiten. Blöcke, oder besser: dickbauchige Linsen von

einem halben Kubikmeter Inhalt etwa, kommen öfter vor. Aber oft bilden die Kalklager auch ganz vereinzelte oder zu kleinen Lagerzügen vereinigte Linsen von so kleinen Dimensionen, daß man sie bequem als Handstücke mitnehmen kann. Und das sind keineswegs gelegentliche, zufällige Ausscheidungen in mehr chemischem Sinne, sondern echte, Versteinerungen führende Lager. — Aber selbst die bedeutendsten Kalklager des ganzen Gebirges, die mittelharzer von Rübeland und Elbingerode, sind verhältnismäßig doch nur recht bescheidene Gebilde; z. B. unseren mesozoischen Kalkablagerungen gegenüber kommen sie ja, was horizontale Ausdehnung betrifft, kaum in Betracht. Auch sie sind eigentlich nichts weiter, wie Einlagerungen nach Art der vorerwähnten. Schon in geringen Entfernungen findet man sie unter dem Hangenden nicht mehr, oder eben nur noch in den vorerwähnten Miniaturformaten. — Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei den sonstigen Sedimentärgebilden des Harzes. Der Spiriferensandstein, am Nordwestharze von imponierender Erscheinung, kann ja wohl nach West oder Süd, die dortigen jüngeren Gesteine unterlagernd, fortsetzen. In östlicher, resp. südöstlicher Richtung tut er das jedoch bestimmt nicht. In weniger als zwei Wegstunden Entfernung tritt dort ein anderes Gestein auf, der Bruchbergquarzit, der möglicherweise sein Äquivalent ist, aber in seinem ganzen Habitus auf wesentlich andere Entstehungsbedingungen zurückzuschließen zwingt. Dasselbe gilt von den äquivalenten Quarziten der noch östlicheren Gebiete. Sie gleichen durchschnittlich dem Spiriferensandsteine nicht und auch nicht dem Bruchbergquarzite und zeigen selber, je nach der Gegend, recht mannigfaltige Abänderungen. — Oder — um gleich am Hangendsten die selbst ganze Formationen überdauernde Beständigkeit dieser sonderbaren Verhältnisse zu beweisen — die Elbingeröder Grauwacke: nicht einmal die vollkommen gleichalterigen Gesteine der Stiege-Ilfelder und der Selkemulde, beide nur 20 km von einander und auf derselben Seite des Hauptsattels gelegen, über genau den gleichen Gesteinsbildungen beide Male aufgeschüttet, gleichen sich: beide massig und von ansehnlicher Mächtigkeit, ist die Grauwacke der Stieger Mulde grobkörnig, stellenweis grob konglomeratisch sogar, während diejenige der Selkemulde meistenteils äußerst feinkörnig ist, sodaß man sie leicht für aphanitischen Diabas halten kann, der ja im Harze sehr häufig vorkommt; denn wie ihr Stieger Äquivalent ist auch sie chlorithaltig und daher oft ziemlich lebhaft grün. Daß aber selbst dieses so feinkörnige Gestein trotz seiner Mächtigkeit nur eine Ablagerung aus seichtem Wasser darstellt, dessen Bildung daher durch säkulares Niedersinken

seines Untergrundes ermöglicht sein muß, bezeugten die prachtvollen Wellenfurchen, die 1902 im Steinbruche nordöstlich vom Hirschteiche bei Ballenstedt in größeren Flächen bloßgelegt waren.

Auf diese Weise machen die sämtlichen Sedimente des Harzes, selbst noch das jüngste, einen stark an Wattenmeere gemahnenden Eindruck; Absätze eines Gewässers, von welchem Niemand so recht zu sagen gewußt hätte, wo es eigentlich seine Grenzen hat, und auf der einen Seite nun das wirkliche Meer, auf der anderen das wirkliche Land anfängt; ein Gebiet, in welchem Ebbe und Flut und Stürme Rinnen einrissen und hierbei Schlämmarbeiten verrichteten, Diabastuff- und Diabaskristalltufflager zerschnitten und umlagerten, sodaß außer horizontal nebeneinanderliegenden Lagern, Lagerzügen, auch die so sonderbaren nach dem Hangenden zu dicht gedrängt wiederholten Lager, die Lagerschwärme entstanden, die in manchen Diabasgegenden, zumal auf dem östlichen Harze, so häufig sind und nicht überall aus Spezialfaltungen oder wiederholten Eruptionen erklärbar erscheinen. Ebenso bildeten sich Tümpel und Kolke, in denen eine kümmerliche Fauna, bedrängt von Konzentrationsschwankungen, diabasischen Metallgiften und Fäulnis ein meistenteils recht kurzes Dasein führte, dabei von Lokalitat zu Lokalität, vom einen Tümpel zum anderen im höchsten Maße variierte, je nach den Larven oder der Brut, die aus dem fernen Ozean in diesen oder in jenen Kolk geriet und sich unter den erwähnten wechselvollen Lebensbedingungen mit größerem oder geringerem Erfolge ihren Leidensgefährten gegenüber zu behaupten vermochte.

Daß es den Lebewesen zeitweis und stellenweis, im mittelharzer Oberdevon z. B., besser erging, zeigt uns, welch reiche Lebenstätigkeit dort allenthalben und immer möglich gewesen wäre, wären die äußeren Umstände in der dargelegten Art nicht eben gar zu widrig gewesen.

Diese eigentümlichen Wattenbildungen beherrschen aber nicht blos das kleine Harzgebiet, sondern wahrscheinlich noch recht weite Territorien draußen. Das lehren die Devon- und Karbonformationen anderer Länder, welche sich im Wesentlichen gleichartig ausgebildet zeigen.

So ein Wattengebiet, von entsprechend großer Ausdehnung selbstverständlich und unter den erforderlichen klimatischen Bedingungen, war nun aber auch zugleich der bestgeeignete Ort, um Salzlaugen entstehen zu lassen. Eine geringe Hebung weit da draußen an der Hochseegrenze oder schon ein bescheidener Dünenwall, wie er bei günstigem Wetter und Wind meilenweit in kurzer Zeit aufgeschüttet zu werden vermag, und weite Gebiete dahinter sind dem Versalzen, der Verlaugung, der Halurgometa-

morphose überliefert. Dieser Vorgang kann sich mehrfach wiederholen, wenn gelegentlich das Wasser wieder Zutritt bekommt und später wieder abgesperrt wird; kann in verschiedenen Gegenden zu verschiedenen Zeiten eintreten; kann aber auch infolge voraufgegangener transgredierender Überlagerungen wie partieller Erosionen — von dem besonderen Falle der Hinüberführung der Laugen über echtes Festland infolge von Hebungen hier ganz abgesehen — Ablagerungen ziemlich verschiedenen Alters treffen, sodaß die Erscheinung, als ob mehrere Halurgometamorphosen zu verschiedenen Zeiten funktioniert hätten, nur ein Trugbild ist, welches natürlich um so schwieriger zu entwirren sein wird, je mehr die betreffenden Schichten nachträglich verfaltet, überschoben oder transgredierend überlagert wurden, zumal nach voraufgegangener partieller Erosion.

Also aus den geographischen Verhältnissen heraus, aus den Beziehungen, in welchen Land und Meer, zur Devonzeit speziell, zu einander standen, erfolgte die Bildung von Laugen und demnächst von bunten, extrahierten Gesteinen, Erzlagerstätten und bunten Sedimenten sekundärer Entstehung.

Ob es übrigens wohl auch devonisch-halurgogene Erzgänge auf dem Harze geben mag? Eigentlich sollte man das erwarten. Sicherlich werden sie aber nie aus sich selber heraus von ihren interpermischen Nachfolgern unterschieden werden können, so wenig wie die bezüglichen halurgometamorphen Gesteine an sich selber von einander zu unterscheiden stehen. Denn verdampfendes Meerwasser lieferte zu allen Zeiten ceteris paribus die gleichen Laugen, und die chemischen Affinitäten der Grundstoffe wie ihrer Verbindungen bleiben unveränderlich die gleichen durch alle Zeiträume hindurch. — Vielleicht haben wir gewisse Magnetkiesgänge als durch den Granit kontaktmetamorphisch veränderte devonische Erzgänge anzusprechen.

Woran erkennt man nun, ob eine Erzlagerstätte halurgogen ist oder nicht? Unter Umständen schon an ihrem Nebengesteine. Falls letzteres ein hinreichendes Absorptionsvermögen für Kali besaß, also ähnlich unserer Ackererde reich genug war an den geeigneten Aluminiumverbindungen in geeigneter Form, und die Laugen einen noch genügend hohen Kaligehalt hatten, wurde jenes Nebengestein mit Kali angereichert, sogar in so auffallend hohem Maße, wie es oben angeführt werden konnte. Das wird aber wohl nur bei Erzgängen vorkommen können. Bei der Bildung von Erzlagern ist derartiges nicht zu erwarten. Einmal fragt es sich schon, ob unterseeischer, schwimmend nasser Schlamm ebenso zur Kaliabsorption befähigt ist, wie trockener Schiefer, wenn die Laugen ankommen. Sodann kam der be-

treffende Meeresschlamm, das spätere Liegende und Hangende des Erzlagers, niemals mit konzentrierten, sondern nur mit verdünnten Laugen in Berührung, denn der Fällungsprozeß der Schwefelmetalle setzt ja schon voraus, daß die Laugen verdünnt wurden, anders hätten ihnen ja die Kohlenstoffverbindungen nicht eingemischt werden können, welche die Desoxydation der Metallsalze besorgten. Drittens brauchten die Sedimente überhaupt nicht mit den löslichen Laugenteilen in Berührung zu kommen. Es ist ganz wohl denkbar, daß die aus der Mischung von Laugen und Meerwasser entstandenen Niederschläge: Schwefelmetalle und schwefelsaurer Baryt, allein zu Boden fielen, während das hierbei stark verdünnte Gelöstgebliebene oben weiterfloß, ohne dem Boden nur nahe zu kommen. — Hiernach besitzen wir, was die Lager betrifft, auch dieses einzige Kriterium nicht einmal, welches uns das Nebengestein bieten könnte; wir werden also versuchen müssen, die oben gestellte Frage aus den Erzlagerstätten selber heraus zu beantworten. Denn das Vorhandensein halurgogener oder halurgometamorpher Gesteine in größerer oder geringer Entfernung, so sehr es geeignet sein mag, die Aufmerksamkeit auf allerlei Erscheinungen zu lenken, die möglicherweise mit ihm in Verbindung stehen können, folglich auch auf halurgogene Erzgänge, beweist dennoch im Einzelfalle garnichts, da ja die Möglichkeit bestehen bleibt, daß die betreffende Gegend vor oder nach der Laugenperiode auch anderen Erzbildungsprozessen noch als Schauplatz gedient haben kann.

Ich habe wiederholt darauf hingewiesen, daß schwefelsaurer Baryt in größeren Mengen nur durch konzentrierte Salzlaugen entstehen, d. h. aus Silicaten herausgeholt und sodann transportiert werden konnte. Das Rammelsberger Lager lehrt ihn außerdem als ein durch Meerwasser aus Laugen ausgefälltes Sediment kennen, zeigt also ebenfalls, wie das Werden, Sein und Wirken dieses Minerales mit Laugen, und zwar auch hier ursprünglich mit konzentrierten, eng verknüpft ist. Man wird daher den Schwerspat, vorausgesetzt, wie gesagt, daß er in größeren Mengen auftritt, als eins der sichersten Kennzeichen ehemaliger Laugenarbeit ansprechen dürfen. Aber im Harze lernen wir zugleich, daß der Schwerspat nicht überall zu sein braucht, wo Salzlaugen geschafft haben, sondern daß er eigenartig lokalisiert ist, so auf dem Ostharze nur in dessen halurgometamorphem Südrande, aber nirgends in der eigentlichen Erzregion; auf dem Westharze zwar in letzterer, aber nur auf den südlicheren Gängen derselben, am Rammelsberge nur in den jüngeren und jüngsten Horizonten des Lagers, aber noch nicht in den älteren, trotz der zweifellos gleichartigen Entstehungsweise auch dieser. Das

Fehlen des Schwerspates kann daher nicht ohne weiteres als Gegenbeweis gegen die Halurgogenität anderer hierhergehörender Phänomene angesehen werden; denn das Beladen der Laugen mit Baryum wie die Wiederabscheidung des letzteren als Schwerspat hängt von Vorbedingungen und Nebenumständen ab, welche mit der Laugenarbeit an sich nicht untrennbar verknüpft sind.

Die anderen Gangarten spiegeln zwar die oben geschilderten Prozesse der Erzbildung sowohl, als auch die chemische Zusammensetzung der hierbei in Funktion gewesenen Laugen im Ganzen ebenfalls recht gut wieder: Reduktion durch Kohlenstoffverbindungen = Kohlensäureerzeugung; Desoxydation der schwefelsauren Alkalien = Sulfhydrate; Zersetzung der letzteren durch Kohlensäure = kohlensaure Alkalien; deren Umsetzung mit Chlorcalcium, Chlormagnesium der Laugen = Kalkspat, Dolomit (Perlspat); Reduktion der schwefelsauren Erdalkalien + Kohlensäure = dieselben nochmals; Einwirkung der kohlensauren Alkalien auf Silikate = kohlensaure Oxyde + quarzfähige Laugen; letztere entstehen außerdem, vielleicht noch leichter, mit Hilfe der Sulfhydrate, da diese noch alkalischer als die entsprechenden kohlensauren Salze sind und obenein weit löslicher; Reduktion der Eisenoxydsalze + kohlensaure Alkalien = Spateisenstein; u. s. w, u. s. w. Indessen, all dieses, so zwanglos es sich in das große Gesamtbild der halurgischen Vorgänge einfügen mag, ja, in ihm eigentlich erst so recht zu seiner Geltung kommt: an sich ist es als Beweismittel so gut wie wertlos für unsere Zwecke. Alle diese anderen Gangarten lassen sich auch aus reinem Wasser, welches etwas Kohlensäure enthält und der atmosphärischen Oxydation entzogen wäre, entstanden denken, resp. umquartiert; denn ihr Material selber wäre im Harze allenthalben reichlich vorhanden gewesen. Aber sie kommen ja eben nicht für sich allein vor, sondern sie sind Begleiter anderer. Und da diese anderen die Laugen zu ihrer Entstehung nötig hatten, haben die Laugen auch die Entstehung jener bewirkt. Jedoch selber ein Kriterium der halurgogenen Entstehung ihrer Lagerstätten sind sie, wie gesagt, nicht.

Ähnlich liegt die Sache bei den geschwefelten Erzen. Ist auch für die harzer Erze die Möglichkeit einer Entstehung aus gewöhnlichem, nichtsalinischem Wasser gemäß des Obigen kaum vorauszusetzen, sobald wir zumal e i n z e l n e von ihnen ins Auge fassen, so brauchten sie deshalb noch immer nicht halurgogen zu sein. Wenn wir aus Erfahrung wissen, unter wie grundverschiedenen Bedingungen sich so subtile Atomgruppierungen wie Indigoblau, Alizarin und zahllose andere einerseits in Pflanzen, andererseits in unseren chemischen Fabriken zusammenfinden,

werden wir nicht zweifeln dürfen, daß den vergleichsweis robusten chemischen Affinitäten des Eisens, Kupfers, Bleies, Schwefels etc. zu ihrer gegenseitigen Sättigung ebenfalls der Wege mancherlei offen stehen. Tatsächlich sehen wir denn auch unsere wohlbekannten harzer Metallsulfide in anderen Gegenden mit Zinnkies, Zinnstein, Silikaten etc. etc. verknüpft, die alle auf den betreffenden harzer Erzlagerstätten noch nie gefunden wurden und auch an sich schon auf einen ganz anderen Bildungsprozeß zu schließen verlangen; oder wir finden sie eingesprengt in kristallinischen Gesteinen, wo sie ebensowenig als halurgogen angesprochen werden können. Eine Sache, die sich so weit von selbst versteht, als ja die Erze der halurgogenen Erzlagerstätten, soweit sie nicht früher als Silikate vorhanden gewesen, aus der Zersetzung und Extraktion auch wieder von Schwefelmetallen, aber älterer Bildungen und auch vielfach anderer Entstehung, ursprünglich hergeleitet werden müssen. Hieraus folgt dann die Unbrauchbarkeit auch der Schwefelmetalle als allein entscheidender Kriterien für halurgische Vorgänge, und es bleibt daher, vorläufig wenigstens, die Berücksichtigung der Gesamtheit der geologischen, petrographischen und mineralogischen Erscheinungen in Frage kommender Gegenden das Einzige, was ein zutreffendes Urteil über die Entstehung ihrer Erz- etc.-Lagerstätten ermöglicht.

Empfehlen dürfte es sich in jedem Falle, den bunten Gesteinen, welche ja außerhalb unseres Kontinentes noch in anderen Formationen, als bei uns, auftreten, erhöhte Aufmerksamkeit zuzuwenden. Abgesehen von der hohen wissenschaftlichen Bedeutung des Gegenstandes, würden auch eminent praktische Gründe nicht weniger hierzu anregen können. Ist doch nichts leichter, als das Auffinden bunter Gesteine, die ja nicht allein an den Orten ihrer Verbreitung eine ungewöhnlich auffällige Erscheinung bilden, sondern sich oft schon meilenweit unterhalb im Lande durch rote Alluvialbildungen ankündigen, Würden sie allgemein als Erzbringer erkannt, so würde das Aufsuchen von Erzen, in ihrem Liegenden wie in ihrem Hangenden, z. T. auch in ihnen selber, eine einigermaßen systematisch verrichtbare und darum sicherere, erfolgversprechendere Arbeit werden, als das ohne jeden Anhalt der Fall sein könnte. Dem, was man „Zufall“ nennt im guten wie im schlimmen Sinne, bliebe trotzdem noch ein recht weiter Spielraum. Noch gibt es bekannte Erzlagerstätten genug und daher wohl auch unbekannte dergleichen, deren Dasein noch gänzlich beziehungslos erscheint. Und auch die halurgogenen hatten Gangspalten, hatten Meeresbecken, hatten so mancherlei Anderes noch zu ihrem Werden nötig, dessen Wo und Wie Gesetzen folgte, die wir einstweilen noch zu suchen haben.

9. Beiträge zur Kenntnis der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands".

Von Herrn Wilhelm Pabst in Gotha.

III[1])

Hierzu Taf. XV—XVIII.

Die Tierfährten des dolichodaktylen[2]) Typus in dem Rotliegenden Böhmens, Schlesiens und Mährens.

Die Fährten des dolichodaktylen Typus in dem Rotliegenden „Deutschlands" zerfallen in vier Untergruppen[3]), von denen bisher nur die Gampsodactylichnia[4]) in dem Rotliegenden Böhmens, Schlesiens und Mährens bekannt geworden sind.

Die „Krummzehfährten", Gampsodactylichnia, gehören mit den „Klumpzehfährten", Sphaerodactylichnia[5]), und „Spitzzehfährten", Acrodactylichnia[6]), zu den charakteristischten fossilen Tierfährten des Rotliegenden „Deutschlands". Als typisch für sie ist ein Vorkommnis von Friedrichroda (Kesselgraben) in Thüringen, (No. 1900 des Kataloges der Gothaner Sammlung Taf. XV, Fig. 1) und von Albendorf Tafel XV, Fig. 2 anzusehen.

Ihre hauptsächlichsten Merkmale sind das Einwärtsgebogensein der langen schlanken Zehen, das Abgespreiztsein der fünften Zehe bei der Hinterfußeinzelfährte und die schwache, meist ganz fehlende Entwicklung des Ballens bei den Einzelfährten. Weiterhin typisch ist, daß die Vorderfußeinzelfährten stets weniger zehig sind, als die Hinterfußeinzelfährten. Meist sind sie nur dreizehig ausgebildet, zuweilen vierzehig (Friedrichroda), während die Hinterfußeinzelfährte ausgesprochen fünfzehig ist (Friedrichroda und Albendorf).

In den zusammenhängenden Fährten, die merkwürdigerweise selten sind, obwohl 64 größere und kleinere Handstücke mit Gampsodactylichnia, 52 aus dem Rotliegenden Böhmens, Schlesiens und Mährens, 12 aus dem Thüringer Rotliegenden, für die Unter-

---

[1]) Diese Zeitschr. 1900 S. 49 u. 1905 S. 1.
[2]) a. a. O. 1900. S. 52. 2.
[3]) a. a. O. 1900. S. 60.
[4]) a. a. O. 1900 S. 54. 9.
[5]) a. a. O. 1900. S. 53. 4.
[6]) a. a. O. 1900. S. 53. 6.

suchung zur Verfügung standen, ist der Gang ausgesprochen alternierend und die Einzelfährten von Hinter- und Vorderfuß decken sich meist so vollständig, daß nicht selten die Zehen der Hinterfußeinzelfährten und Vorderfußeinzelfährten einer Einzelfährte anzugehören scheinen. (Vergl. weiter unten II 1., 1.) Es ist daher schwer aus dem Befund der Vorderfußeinzelfährten bestimmen zu wollen, ob der Vorderfuß der zugehörigen Fährtentiere vier- oder vielleicht auch fünfzehig war, wie es bestimmt der Hinterfuß war. Der Bau der erhaltenen Zehen der Vorderfußeinzelfährten aber entspricht so völlig dem der Zehen der Hinterfußeinzelfährten, daß sie gleich gezählt werden müssen. Es ist damit ein mehrzehigerer Bau des Vorderfußes der Fährtentiere wahrscheinlich gemacht, als aus der meist erhaltenen Zehenanzahl der Einzelfährte unmittelbar hervorginge oder abzuleiten sein würde. Die bestimmte Antwort aber, ob bei den Gampsodactylichnia Vorderfuß und Hinterfuß der zugehörigen Fährtentiere gleichzehig oder verschiedenzehig waren, kann jedoch nicht gegeben werden. Vielleicht haben die wechselzehige Ausbildung der Vorderfußeinzelfährten und das seltene Vorkommen zusammenhängender Fährten der Gampsodactylichnia in einer sehr leichten, flüchtigen Gangart der zugehörigen Fährtentiere ihre gemeinsame Ursache. Infolge dieser sind die Einzelfährten, wie zusammenhängenden Fährten nur sehr schwach und selten vollständig zum Abdruck gekommen. Unterstützt würde diese Annahme durch den weiteren Umstand, daß fast nie der Ballen in den Einzelfährtenabdrücken erhalten ist.

Vielleicht weist auch noch eine weitere Eigentümlichkeit der Einzelfährten der Gampsodactylichnia auf einen besonders flüchtigen Gang der zugehörigen Fährtentiere hin: die verschiedene Ausbildung der Zehenendigungen.

Aus dem Befund der Einzelfährten einer Anzahl Handstücke ergibt sich als Tatsache, daß die Zehen der Gampsodactylichnia einen Nagel besessen haben. Der Befund anderer Einzelfährten aber läßt eine schwachklumpige bis kugelförmige Endigung ihrer Zehen annehmen. Diese Erscheinung kann durch die Annahme erklärt werden, daß die Fährtentiere ihre Zehenenden beim Gehen tiefer eindrückten und der Nagel möglicherweise wenig nach oben gebogen war, nur selten aber der Vorderfuß, wie Hinterfuß in allen seinen Teilen und Eigentümlichkeiten als Fährte zum Abdruck kam. Für diese Annahme würde weiterhin sprechen: 1. Das Vorkommen von deutlich bekrallten Einzelfährten und in ihren Zehen klumpig endenden auf denselben Handstücken, 2. daß *Ichn. gampsodactylum*-typus nur auf einem Handstück von Albendorf mit klumpigen Zehenendigungen vorkommt, und 3. außer

dieser einen typischen Fährte nur *Ichn. gampsodactylum* subspecies *minor*, also die schwächere Abart, mit klumpigen Zehenendigungen bekannt geworden ist. Immerhin aber ist auch diese Frage ob es neben *Ichn. gampsodactylum* und *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* noch eine *Ichn. gampsodactylum globosum* und *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* et *globosa* gibt, nicht mit absoluter Bestimmtheit zu entscheiden, obwohl auch hier mehr für eine eigene Gangart als Ursache, als Aufstellung einer neuen Fährtenart spricht.

Die Merkmale der Gampsodactylichnia, wie sie früher gegeben wurden[1]), müssen daher wie folgt geändert werden:

9. Untergruppe: Gampsodactylichnia: „Krummzehfährten". Einzelfährten mit wenig entwickelten, meist fehlenden Ballen und sehr langen, schlanken, stark nach einwärts gekrümmten Zehen mit teilweise deutlicher Bewehrung durch einen Nagel oder eine Kralle. Die Längen der Einzelfährten größer als ihre Spannweiten, und ebenso die von:

9. *Ichnium gampsodactylum*, „typische" Krummzehfährte[2]).

Einzelfährten mit wenig entwickelten, meist fehlenden Ballen. Fünfzehig, mit möglicherweise nur vierzehigem Vorderfuß. Zehen sehr lang, schlank und stark nach einwärts gekrümmt; meist mit deutlicher Bewehrung durch eine Kralle oder einen Nagel. Die fünfte Zehe der Hinterfußeinzelfährte am wenigsten gekrümmt und sehr weit abgespreizt, beinahe nach rückwärts gerichtet. Die vierte Zehe die längste, die erste die kürzeste. Die Längen der Einzelfährten größer als ihre Spannweiten, die Einzelfährten der Vorderfüße um weniges kleiner als die der Hinterfüße.

Einzelfährten 3—5 cm messend.

Gang alternierend meist mit so vollkommener Deckung von Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährte, daß in der Regel von der Vorderfußeinzelfährte weniger Zehen, (nur 3—4), als von der Hinterfußeinzelfährte zum deutlichen Abdruck gekommen sind.

Die fossilen Tierfährten des dolichodaktylen Typus in dem Rotliegenden Böhmens, Schlesiens und Mährens verteilen sich gleich denen des brachydaktylen Typus[3]) auf die Fundorte Huttendorf, Nieder- und Oberkalna bei Hohenelbe und Lomnitz in Böhmen, Albendorf und Rathen bei Wünschelburg in der Grafschaft Glatz und Rossitz bei Brünn in Mähren. Die Belegstücke finden sich in den Sammlungen von Dresden, Breslau und Gotha. Soweit sie nicht genauer weiter unten beschrieben wurden, ist ihnen eine kurze Beschreibung beigegeben worden,

[1]) Diese Zeitschr. 1900. S. 54. 9.
[2]) a. a. O. S. 56. 9.
[3]) a. a. O. 1905. S. 1.

die sich in den betreffenden Sammlungen befindet. — Hervorzuheben sei ferner noch, daß im Rotliegenden Böhmens, Schlesiens und Mährens nur *Ichn. gampsodactylum*-typus, *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* und subsp. *gracilis* beobachtet wurden, *Ichn. gampsodactylum tenue* dagegen fehlt[1]).

Somit sind die dolichodactylen Fährten des böhmisch-schlesischen und mährischen Rotliegenden folgende:

I. *Ichnium gampsodactylum.*

I. 1. *Ichnium gampsodactylum kalnanum.*

I. 1. 1. Original GEINITZ: Dyas, Tafel III 3 = *Saurichnites lacertoides.*

Handstück (18/85 cm) mit einer Krummzehfährte, die alle typischen Merkmale besitzt. Auf dem Handstück sind zwei linke einseitige Einzelfährtenpaare als Reliefs erhalten. Außerdem befinden sich am unteren Rand des Handstückes, die Fährte als nach oben und vorwärts schreitend gedacht, zwei Zehenendenreliefs eines weiteren linken einseitigen Einzelfährtenpaares. Die einseitigen Einzelfährtenpaare gehören einer nur in diesen ausgebildeten zusammenhängenden Fährte an. — Die Merkmale der Einzelfährten sind sehr typisch entwickelt. Der Ballen ist entweder garnicht oder nur sehr schwach ausgebildet, die Zehen sind sehr lang, dünn und schlank und nach einwärts gekrümmt. Sie enden mit einer einzigen Ausnahme spitz, doch ist eine deutliche Bewehrung durch einen Nagel nicht mit Sicherheit nachzuweisen, obwohl sie andererseits nicht ausgeschlossen, vielmehr nach Ausbildung der Zehenendigung wahrscheinlich ist. Andererseits ist auch bei der Vorderfußeinzelfährte des hinteren einseitigen Einzelfährtenpaares, die zusammenhängende Fährte immer als „vorwärtsschreitend" gedacht, eine schwach klumpige bis kugelförmige Zehenendigung auf dem Handstück deutlich zu erkennen. Das vorliegende Dresdner Handstück würde also die Annahme der Entstehung der klumpigen Zehenendigung im Einzelfährtenrelief durch die Gangart und nicht den anatomischen Bau der Extremitäten der Fährtentiere unterstützen. Die Vorderfußeinzelfährten sind weniger zehig, als die Hinterfußeinzelfährten, die auf diesem Handstück nur vierzehig erhalten sind. Das Vorkommnis von Friedrichroda aber und Albendorf als typisch zu Grunde gelegt, so sind die Zehen so zu zählen, daß die bei den Vorderfußeinzelfährten erhaltenen Zehen als die 2., 3. und 4., bei den Hinterfußeinzelfährten als die 2., 3., 4. und 5. Zehe anzusprechen sind. Alsdann ist immer die vierte Zehe die längste.

---

[1]) Diese Zeitschr., 1900. S. 61. 9.

Sehr charakteristisch ist ferner bei der Hinterfußeinzelfährte des vorderen einseitigen Einzelfährtenpaares das Abgespreiztsein der fünften Zehe, die beinahe nach rückwärts gebogen erscheint. Diese Zehe ist GEINITZ bei seiner Beschreibung des vorliegenden Handstückes vollständig entgangen.

In der zusammenhängenden Fährte berühren die Hinterfußeinzelfährten die Vorderfußeinzelfährten, eine unmittelbare Deckung, wie auf anderen Handstücken findet nicht statt.

Von meßbaren charakteristischen Maßen beträgt die Länge der Zehen:

Vorderfußeinzelfährte: Zweite Zehe 1,7 cm, 3. 2,5 cm, 4. 3,5 cm.

Hinterfußeinzelfährte: Zweite Zehe 1,7 cm, 3. 3 cm, 4. 4 cm, 5. 2 cm;

das Fährtenmaß 1: 2 cm, das Fährtenmaß 2: 7 cm und die einseitige Schrittlänge: 8 cm.

I. 1. 2. Original GEINITZ: Dyas, Tafel III. 2.

Handstück (7,5/13 cm) mit fünf nur in ihren Zehen ausgebildeten Einzelfährtenreliefs, die aber in ihrer Zehenausbildung für *Ichn. gampsodactylum* typisch sind. Wird, wie bereits wiederholt hervorgehoben wurde, prinzipiell die längste Zehe in den Einzelfährtenreliefs als vierte Zehe angesprochen, so wären die Einzelfährtenreliefs wie folgt aufzufassen. Dabei möge vorerst darauf hingewiesen werden, daß es in den weitaus meisten Fällen praktisch und für die Beurteilung einer fossilen Fährte am vorteilhaftesten ist, diese immer vorwärtsschreitend zu stellen. Bei fast allen bisherigen Fährtenbeschreibungen ist dies geschehen, und die Fährten sind dementsprechend bezeichnet. Dies auch im vorliegenden Fall getan, würde die Figur in GEINITZ: Dyas, Tafel III. 2. herumzudrehen sein!

Alsdann befindet sich auf dem Handstück in der rechten oberen Ecke ein rechtes, vorwärtsschreitendes, einseitiges Einzelfährtenpaar, zu dem die am linken Rand ausgebildeten Zehenreliefs das zugehörige „vorher entstandene“, zeitlich „vorhergehende“, in der fertigen vorwärtsschreitenden, zusammenhängenden Fährte aber „nachfolgende“ erste rechte einseitige Einzelfährtenpaar darstellen würde. Diese beiden Paare gehören also einer zusammenhängenden Fährte an, die nur in diesen erhalten ist. Am rechten Rand des Handstückes befinden sich endlich noch drei Zehenreliefs, die einer abwärtsschreitenden rechten Einzelfährte angehören. Die Zehenreliefs sind namentlich in ihren Zehenendigungen typisch entwickelt und zeigen neben klumpigen Endigungen sehr spitze, würden also die Frage der Zehenenden im besprochenen Sinn entscheiden. (siehe oben.)

I. 2. *Ichnium gampsodactylum lomnitzense.*

Auch bei Lomnitz scheint *Ichn. gampsodactylum* vorzukommen, wenigstens kann eine von Fritsch, Prag, als *Saurichnites calcar* bezeichnete Fährte von dort, die allerdings nur in einem Gipsmodell bei der vorliegenden Bearbeitung zur Verfügung stand, als *Ichnium gampsodactylum* angesprochen worden.

I. 3. *Ichnium gampsodactylum albendorfense.*

Ichn. gampsodactylum albendorfense, von Göppert (siehe weiter unten) als *Saurichnites lacertoides* Geinitz bezeichnet, ist auf 29 Handstücken von Albendorf beobachtet worden, von denen sechs durch Tausch vor Jahren in das Herzogl. Museum nach Gotha kamen, während die übrigen in der geologisch-paläontologischen Sammlung in Breslau verblieben. Von den auf den Handstücken erhaltenen Einzelfährten und zusammenhängenden Fährten sind die auf dem Breslauer Handstück No. 8 der Sammlung, und Gothaner Handstück No. 1951 des Kataloges, als typisch anzusehen. Das

I. 3. 1. Handstück Breslau No. 8 der Sammlung, von dem Tafel XV Fig. 2 das rechte einseitige Einzelfährtenpaar darstellt, enthält noch ein einseitiges linkes, das mit jenem eine zusammenhängende Fährte bildet. Die als Reliefs erhaltenen Einzelfährten besitzen sämtliche charakteristischen Merkmale von *Ichn. gampsodactylum*-typus, und es ist vor allem die dreizehige Erhaltung des Vorderfußeinzelfährtenreliefs, die Fünfzahl der Zehen des Hinterfußeinzelfährtenreliefs, sowie das Abgespreiztsein, hier direkt nach hinten Abgebogensein, der fünften Zehe charakteristisch. Auch die Zehenendigungen sind typisch entwickelt.

Die charakteristischen Maße sind:

1. Einzelfährten: Länge 4,8 cm. Spannweite 4,2 cm.
   Zehenlängen: Vorderfußeinzelfährte: 2.: 1,2 cm, 3.: 1,8 cm, 4.: 2,8 cm.
   Hinterfußeinzelfährte: 1.: 1,2 cm, 2.: 1 qcm, 3.: 2 cm, 4.: 3 cm, 5.: 2 cm.
2. Zusammenhängende Fährte: Fährtenmaß 1 sich deckend, Schrittlänge 12 cm, Spurbreite 5 cm.

Auf dem Handstück befinden sich außerdem Regentropfen- und Walchienabdrücke, sowie zwei zweifelhafte Reliefs.

I. 3. 2. Handstück. Gotha. No. 1951 der Sammlung. Tafel XVI.

Großes Handstück (30/26 cm) mit einer Anzahl Einzelfährtenreliefs, die sich z. T. zu einseitigen Einzelfährtenpaaren

vereinigen, deren Zugehörigkeit aber zu zusammenhängenden Fährten nicht festzustellen ist. Einzelne Einzelfährten sind sehr typisch entwickelt. Namentlich charakteristisch ist das Abgespreiztsein der fünften Zehe ausgeprägt.

Hier noch einige Maße, soweit diese zu bestimmen sind. Wenn zwei rechte einseitige Einzelfährtenpaare links auf dem Handstück einer zusammenhängenden Fährte angehören, so beträgt die einseitige Schrittlänge 19 cm. Als Zehenlängen konnten bestimmt werden: 1. Zehe 1,5 cm, 2. 1,8 cm, 3. 3,5 cm, 4. 4 cm und 5. 2,5 cm.

Außer diesen beiden typischen Handstücken besitzen Breslau und Gotha noch eine Anzahl Fährten, die deutlich die Typusmerkmale von *Ichn. gampsodactylum*-typus erkennen lassen. Auf einigen Breslauer Handstücken sind die Einzelfährten als Eindrücke erhalten und zeigen sämtlich, teilweise sehr deutlich, die Bewehrung der Zehen durch einen Nagel. Soweit zusammenhängende Fährten festgestellt und die charakteristischen Maße bestimmt werden konnten, schwankt die Schrittlänge zwischen 11 und 14 cm, die einseitige Schrittlänge zwischen 19 und 23 cm und die Spurbreite zwischen 5 und 5,5 cm.

I. 4. *Ichnium gampsodactylum rossitzense.*

Endlich ist *Ichn. gampsodactylum* auch von Rossitz bei Brünn festgestellt worden, indem die auf drei Handstücken von dort vorkommenden Fährten als *Ichn. gampsodactylum* anzusprechen sind. — Die Handstücke befinden sich sämtlich im Museum in Gotha. — Die auf ihnen vorkommenden Fährten bieten aber nichts Bemerkenswertes.

II. *Ichnium gampsodactylum* subspecies *minor*.

Auf einem Handstück von Kabarz in Thüringen (im herzogl. Museum in Gotha), befindet sich eine Krummzehfährte, die wegen ihrer schwächeren Entwicklung der Einzelfährten und dementsprechend geringeren Größe Veranlassung gab, neben der „typischen" Krummzehfährte, eine solche mit „kleinen Einzelfährten" als *Ichn. gampsodactytum* subspecies *minor*, als Unterart abzutrennen.[1]) Fährten auch aus dem böhmisch-schlesischen und mährischen Rotliegenden von Huttendorf und Kalna, Lomnitz, Albendorf und Rossitz können zu dieser Fährtenunterart gerechnet werden.

Es sind dies: II. 1. *Ichnium gampsodactylum* subsp. *minor kalnanum.*

[1]) Diese Zeitschr. 1900. S. 55 u. S. 59. 9 α.

Diese Fährte kommt auf zwei Handstücken vor, den Originalen Geinitz zu Dyas Taf. III, 4. u. 1.

II. 1. 1. Original Geinitz: Dyas, Tafel III. 4. *Saurichnites lacertoides.*

Handstück (17/12 cm) mit einem rechten einseitigen Einzelfährtenpaar einer linken und rechten Einzelfährte, deren Zehen viel schwächer entwickelt sind, als bei den anderen Handstücken mit Krummzehfährten vom gleichen Fundorte, weshalb sie als *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* angesprochen werden. Die übrigen Merkmale der Fährte stimmen mit *Ichn. gampsodactylum*-typus überein. Die Zehen sind schlank, dünn, einwärts gebogen und endigen sämtlich sehr spitz. Eine Bewehrung durch einen Nagel ist damit wahrscheinlich gemacht. Sehr charakteristisch ist die rechte Einzelfährte entwickelt. Sie läßt sämtliche fünf Zehen deutlich erkennen, allerdings nur im Original, nicht in der Abbildung, da in dieser leider eine Menge Einzelheiten gänzlich verloren gehen, und das Abgespreiztsein der fünften Zehe ist sehr gut ausgebildet. Ebenso zeigt die linke Einzelfährte die Merkmale. In dem rechten einseitigen Einzelfährtenpaar ist die Deckung der Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährte eine vollständige. Daher ist es gekommen, daß Geinitz auf der Abbildung die Zehen falsch zählt. Von der Vorderfußeinzelfährte sind die 2., 3. und 4., von der Hinterfußeinzelfährte sämtliche fünf Zehen erhalten. Meßbar sind die Zehen nur bei der einzeln erhaltenen rechten Einzelfährte. Sie messen hier 1. Zehe 1 cm, 2, 1,5 cm, 3. 2,3 cm, 4. 2,5 cm, 5. 1,2 cm. Die Länge der Einzelfährte beträgt 2,5 cm, die Spannweite knapp 2 cm. Eine Zusammengehörigkeit der Einzelfährten zu einer zusammenhängenden Fährte ist nicht mit Sicherheit festzustellen.

II. 1. 2. Original Geinitz: Dyas, Tafel III. 1. *Saurichnites lacertoides.*

Kleines Handstück (7.2/6 cm) mit einem rechten einseitigen Einzelfährtenpaar, dessen Hinterfußeinzelfährte nur im 3. und 4. und dessen Vorderfußeinzelfährte nur in ihrem 2., 3. und 4. Zeh als Relief erhalten ist. Die Zehen sind so schwach ausgebildet und besitzen derartige Maße, daß die Einzelfährten als *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* anzusprechen sind.

Außer diesen beiden Fährtenhandstücken mit *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* von Kalna beschrieb Fritsch-Prag ein Vorkommnis von dort als *Saurichnites incurvatus*[1]). Soweit das auch

[1]) Sitz.-Ber. K. böhm. Ges. Wiss. Math.-phys. Cl. 1895.

nur im Gipsmodell vorliegende Handstück eine Beurteilung der Fährte ermöglicht, würde diese zu *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* zu rechnen sein. Eine von demselben Autor beschriebene Fährte, *Saurichnites comaeformis*, von ebendaher, ist mit Sicherheit schwer einer der Fährtenarten des Systems [1]) zuzuteilen. Sie findet vielleicht am besten noch hier Erwähnung und wird zu *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* gestellt.

Dasselbe gilt von einer Fährte: *Saurichnites cerlatus* Fritsch von Lomnitz. Sofern auch diese zu *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* zu rechnen wäre, denn die Beurteilung der Lomnitzer Fährten wird, worauf schon wiederholt hingewiesen werden mußte, dadurch erschwert, daß die Handstücke nicht im Original vorlagen, so wäre damit auch:

II. 2. *Ichnium gampsodactylum* subspecies *minor, lomnitzense*

festgestellt.

Typisch ist dagegen auf einem Handstück von Albendorf eine Fährte dieser Art entwickelt:

II. 3. *Ichnium gampsodactylum* subspecies *minor, albendorfense*

Taf. XVII.

Handstück (17/15 cm) mit einer zusammenhängenden Fährte, die von Göppert (siehe weiter unten) als *Saurichnites divaricatus* bezeichnet wurde, die eine Krummzehfährte ist, welche aber wegen schwächerer Entwicklung der Einzelfährten als *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* angesprochen werden kann.

Die Einzelfährten, die als Reliefs auf dem Handstück erhalten sind, besitzen die typischen Merkmale: sehr lange, nach einwärts gekrümmte Zehen und einen nur bei der Hinterfußeinzelfährte und auch hier nur sehr schwach entwickelten Ballen. Die Vorderfußeinzelfährten sind weniger zehig ausgeprägt, als die Hinterfußeinzelfährten, die vier und die deutlich abgespreizte fünfte Zehe erkennen lassen. Nur bei der ersten, auf dem Handstück obersten linken, Vorderfußeinzelfährte sind vier Zehen deutlich erhalten. Dadurch ist eine Zählung der Zehen auch hier derart möglich, daß die längste Zehe in allen Vorderfußeinzelfährten die vierte Zehe und vom Vorderfuß des zugehörigen Fährtentieres meist nur die 2., 3. und 4. Zehe deutlich zum Abdruck gekommen sind. Nirgends konnte eine fünfte Zehe im Vorderfußeinzelrelief nachgewiesen werden. Es muß daher

[1]) Diese Zeitschr. 1900 S. 59.

dahingestellt bleiben, ob der Vorderfuß des zugehörigen Fährtentieres vierzehig oder fünfzehig, wie bestimmt der Hinterfuß, war. Möglich, daß er nur vierzehig war, wahrscheinlich aber auch, daß der Abdruck der wohl gleichfalls abgespreizten fünften Zehe durch den Abdruck des Hinterfußes zerdrückt wurde, da seine Einzelfährte z. T. die Vorderfußeinzelfährte bedeckt. — Was eingangs über die Zehenzahl der Extremitäten der zu *Ichn. gampsodactylum*-typus gehörigen Fährtentiere gesagt wurde, gilt demnach auch für die Fährtentiere von *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor*. Ebenso ist die Bewehrung der Zehen durch einen Nagel nicht mit Sicherheit nachzuweisen, da direkte Spuren fehlen, doch macht die meist spitze Endigung der Zehen im Einzelfährtenrelief dieses wahrscheinlich. Ebensowenig fehlt aber auch hier bei einigen Zehen eine klumpige Endigung, die hier aber zweifellos nur von einem tieferen Eindrücken der Zehenenden beim Gehen, nicht von ihrem anatomischen Bau herrührt. Somit ist dieses Handstück in gewissem Sinne entscheidend für die Beurteilung der Beschaffenheit der Zehenendigungen der Krummzehfährten.

Die Einzelfährten vereinigen sich zu zwei linken und einem rechten einseitigen Einzelfährtenpaar, während von einem weiteren rechten einseitigen Einzelfährtenpaar nur eine Zehenspitze am unteren Rand des Handstückes zu sehen ist. Die Einzelfährtenpaare bilden eine zusammenhängende Fährte, die einen deutlich alternierenden Gang zeigt.

Die charakteristischen Maße sind:

1. Einzelfährten: Zehenlängen der Vorderfußeinzelfährte: 1.: 0,4 cm. 2.: 0,7, 3.: 1 cm. 4.: 1.5 cm.
   Hinterfußeinzelfährte: Länge: 2,8 cm. Spannweite 2 cm.
   " Zehenlängen: 1.: 0,5 cm, 2.: 0,8 cm, 3.: 1,0 cm, 4: 1,7 cm, 5: 0,6 cm.
2. Zusammenhängende Fährte: Fährtenmaß 1) sich deckend, Fährtenmaß 2): 8,3 cm.
   Schrittlänge: 6 cm; einseitige Schrittlänge: 8 cm, Spurbreite: 5 cm.

II. 4. *Ichnium gampsodactylum* subspecies *minor*, *rossitzense*.

Auf fünf Handstücken von Rossitz bei Brünn endlich, von denen drei im Herzogl. Museum in Gotha, zwei im Wiener K. k. Hofmuseum sind, kommt ebenfalls eine Krummzehfährte vor, die wegen ihrer schwächeren Entwicklung zu *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* zu rechnen ist. Auf vier Handstücken ist die Fährte sehr typisch entwickelt, auf dem fünften, einem Wiener, ist der Erhaltungszustand der Fährte ein derartiger, daß ihre

Bestimmung und Zuteilung zu *Ichn. gampsodactylum* subsp. *minor* allerdings fraglich erscheint. Die typisch entwickelten Fährten zeigen vorzüglich die Artenmerkmale, namentlich enden auch hier auf einigen Handstücken die Zehen im Relief teilweise spitz und teilweise klumpig, bis kugelig. Besonders auffällig ist dies auf einem Gothaner und Wiener Handstück der Fall.

III. *Ichnium gampsodactylum* subspecies *gracilis, albendorfense.*

Schließlich kommt in dem böhmisch-schlesischen und mährischen Rotliegenden noch eine Krummzehfährte vor, deren Zehen ungeheuer schlank und fein sind, sodaß Göppert (siehe weiter unten) diese Fährte bereits als *Saurichnites gracilis* auf den Etiketten der Handstücke bezeichnete. Sie ist bisher nur von Albendorf bekannt geworden und zwar auf acht Handstücken, von denen zwei in Gotha, sechs in Breslau sich befinden. Zwei Handstücke, ein Gothaner und ein Breslauer, gestatten ein genaues Studium dieser Fährtennuterart. Die Zehen sind auffallend dünn, im Verhältnis zum Ballen lang und stark nach einwärts gebogen. Sie endigen sämtlich sehr spitz, sodaß eine Bewehrung durch einen Nagel sehr wahrscheinlich ist. Der Ballen ist klein, schmal und endigt hinten spitz. Sehr charakteristisch ist ferner, daß die Vorderfußeinzelfährte fast immer nur dreizehig, die Hinterfußeinzelfährte vielfach nur vierzehig, aber auch fünfzehig ausgebildet ist mit deutlich abgespreizter fünfter Zehe, sodaß die Hinterfußeinzelfährten auf einen fünfzehigen Hinterfuß der zugehörigen Fährtentiere mit Sicherheit schließen lassen. Nach dem Befund vollständig ausgeprägter Hinterfußeinzelfährten ist auch eine Zählung der Zehen in den weniger zehigen Einzelfährten möglich; es sind in diesen die 2., 3., 4. und 5. Zehe zum Abdruck gekommen. Der gleiche Bau der Zehen der Vorderfußeinzelfährten berechtigt dazu, die Zehen als 2., 3. und 4. anzusprechen. Sehr bezeichnend ist ferner, daß von der Vorderfußeinzelfährte niemals der Ballen zum Abdruck gekommen ist. Abgesehen von dem leichteren Aufsetzen des Vorderfußes, wofür auch der weniger zehige Erhaltungszustand der Vorderfußeinzelfährten sprechen würde, liegt die Ursache hierfür vielleicht in der Tatsache begründet, daß die Zehenenden der Hinterfußeinzelfährten fast die unteren Zehenenden der Vorderfußeinzelfährten berühren, somit ihre Spuren mit einer etwa vorhandenen Ballenspur der Vorderfußeinzelfährten sich decken würden.

Taf. XVIII ist die Abbildung des Gothaner Handstückes No. 1956 des Kataloges der Sammlung. Auf ihm (19/27 cm) befinden sich zahlreiche Einzelfährteneindrücke, die sämtlich

typisch für *Ichn. gampsodactylum* subsp. *gracilis* erhalten sind und jenen für sie so charakteristischen „krikel krakeligen" Eindruck machen. Eine Anzahl Einzelfährteneindrücke bilden einseitige Einzelfährtenpaare, von denen sich fünf zu einer zusammenhängenden Fährte vereinigen lassen.

Die Einzelfährten zeigen die charakteristischen Merkmale. Die Zehen sind lang, dünn: „krakelig", sehr stark nach einwärts gebogen und aller Wahrscheinlichkeit nach bekrallt gewesen. Einige Zehenendigungen sind für eine Bekrallung geradezu als beweisend anzusehen. Der Ballen ist bei der Fährte dieses Handstückes garnicht zum Abdruck gekommen. Die Hinterfußeinzelfährte ist vielfach fünfzehig, die Vorderfußeinzelfährte weniger-zehig, der Gang alternierend. Die charakteristischen Maße sind:

1. Einzelfährte (Hinterfußeinzelfährte), Länge: 2.6 cm. Spannweite: 1.8 cm. Zehen: 1. 0.7 cm. 2. 0.9 cm. 3. 1.3 cm. 4. 2.5 cm. 5. 0.9 cm.

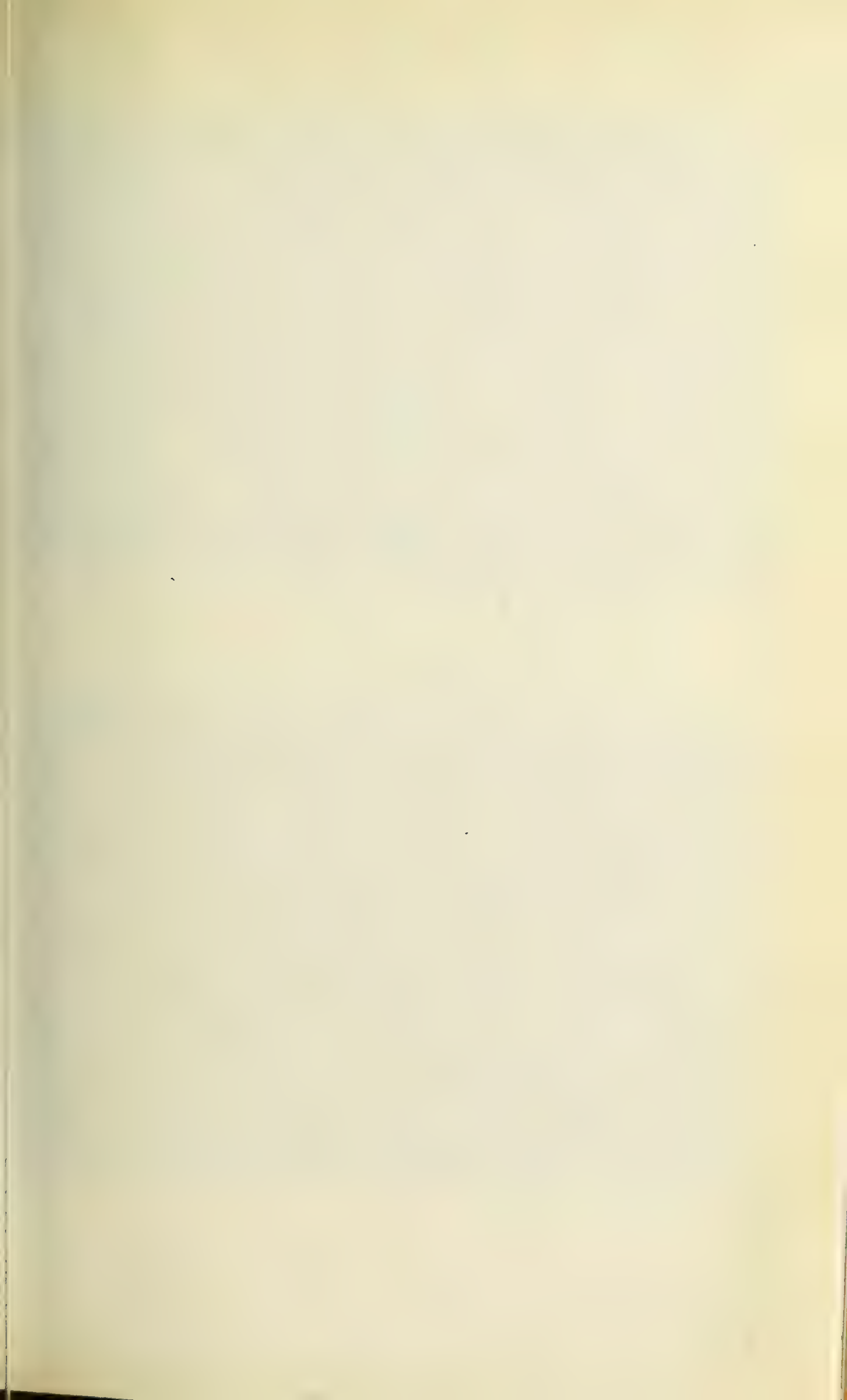
2. Zusammenhängende Fährte: Fährtenmaß 1: 4 cm. Fährtenmaß 2: 5.8 cm. Schrittlänge: 5.3 cm; einseitige Schrittlänge: 8 cm. Spurbreite: 3 cm.

Somit ergibt sich folgende:

Fundortsübersicht der dolichodactylen Tierfährten in dem Rotliegenden von Böhmen, Schlesien und Mähren.[1]

Fährtenart	1. Böhmen		2. Schlesien		3. Mähr.	an:
	Huttd.[2]	Lom.	Alb.	Rath.	Rossitz	
1. *Ichnium gampsodactylum* . .	+[3]	+[4]	+[5]	—	+	4 Fundorten
2. *Ichn. gampsod.* subsp. *minor* .	+[6]	(?) +[7]	+[8]	—	+	4 „
3. *Ichn. gampsod.* subsp. *gracilis*	—	—	+[9]	—	—	1 „
Sa.	2.	2.	3.		2.	
	2 Fährtenart.		3 Fährtenart.		2 Fährtenart.	

[1]) Vergl. diese Zeitschr. 1905.
[2]) Huttendorf, Nieder- und Oberkalna bei Hohenelbe.
[3]) *Saurichnites lacertoides* Geinitz.
[4]) *Saurichnites calcar* Fritsch.
[5]) z. T. von Göppert als *Saurichnites lacertoides* Geinitz bestimmt, (siehe weiter unten).
[6]) *Saurichnites lacertoides* Geinitz z. T.
Saurichnites incurvatus Fritsch.
Saurichnites comaeformis Fritsch.
[7]) *Saurichnites cerlatus* Fritsch.
[8]) Von Göppert als *Saurichnites divaricatus* bestimmt (siehe weiter unten).
[9]) Von Göppert als *Saurichnites gracilis* bestimmt (siehe weiter unten).



Erklärung der Tafel XV.

Fig. 1. *Ichnium gampsodactylum friedrichrodanum.*
Linkes einseitiges Einzelfährtenpaar des Handstückes 1900 der Gothaner Sammlung. $^5/_3$ der nat. Größe. Friedrichroda (Kesselgraben).

Fig. 2. *Ichnium gampsodactylum albendorfense.*
Rechtes einseitiges Einzelfährtenpaar des Handstückes No. 8 der Breslauer Sammlung. $^4/_3$ der nat. Größe. Albendorf.

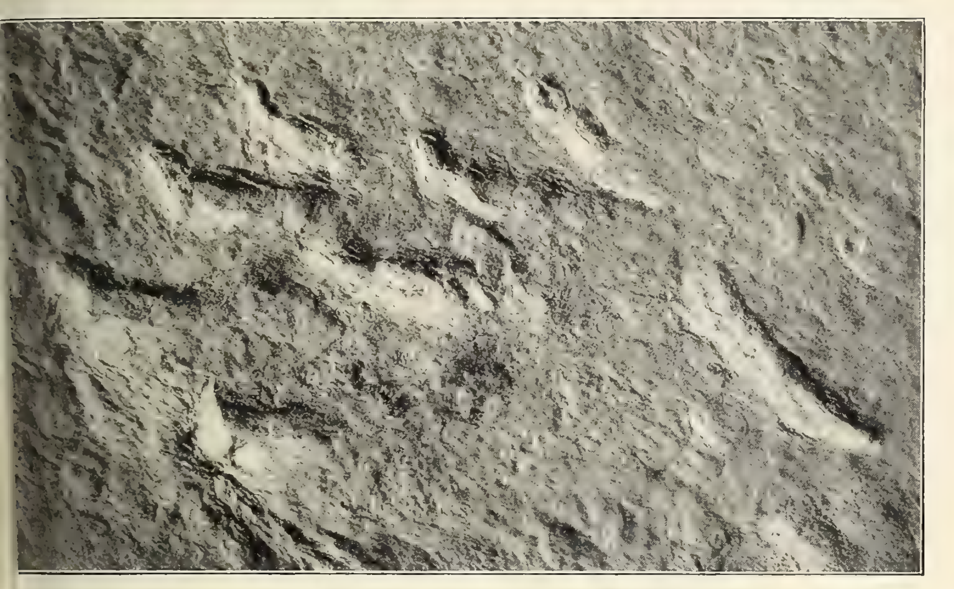
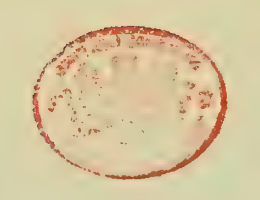


Fig. 2. Ichn. gampsod. albendorfense.

Fig. 1. Ichn. gampsod. friedrichrodanum.





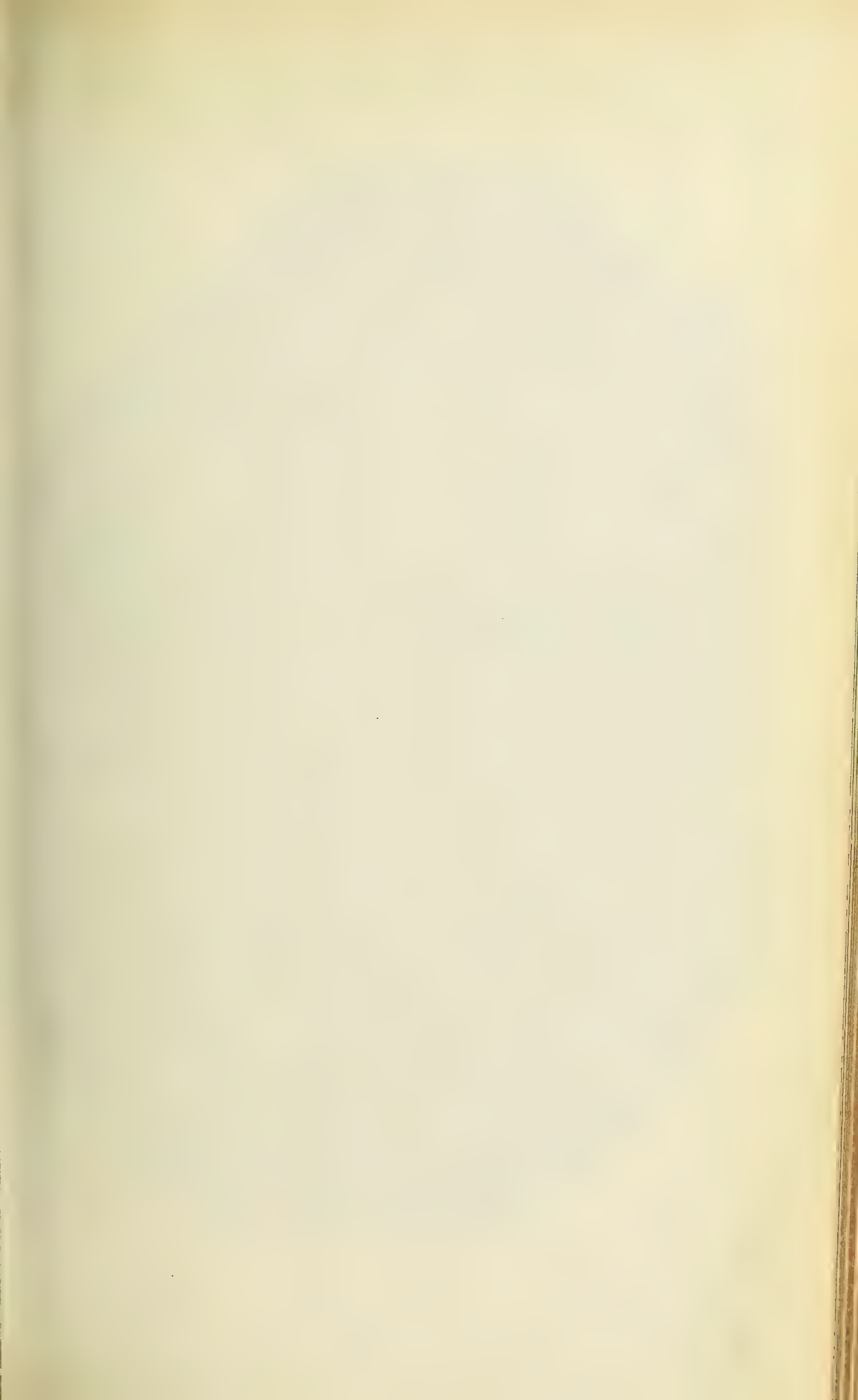
Erklärung der Tafel XVI.

Ichnium gampsodactylum albendorfense.
Handstück 1951 der Gothaner Sammlung. $^2/_5$ der nat. Größe.



Ichnium gampsodactylum, albendorfense.



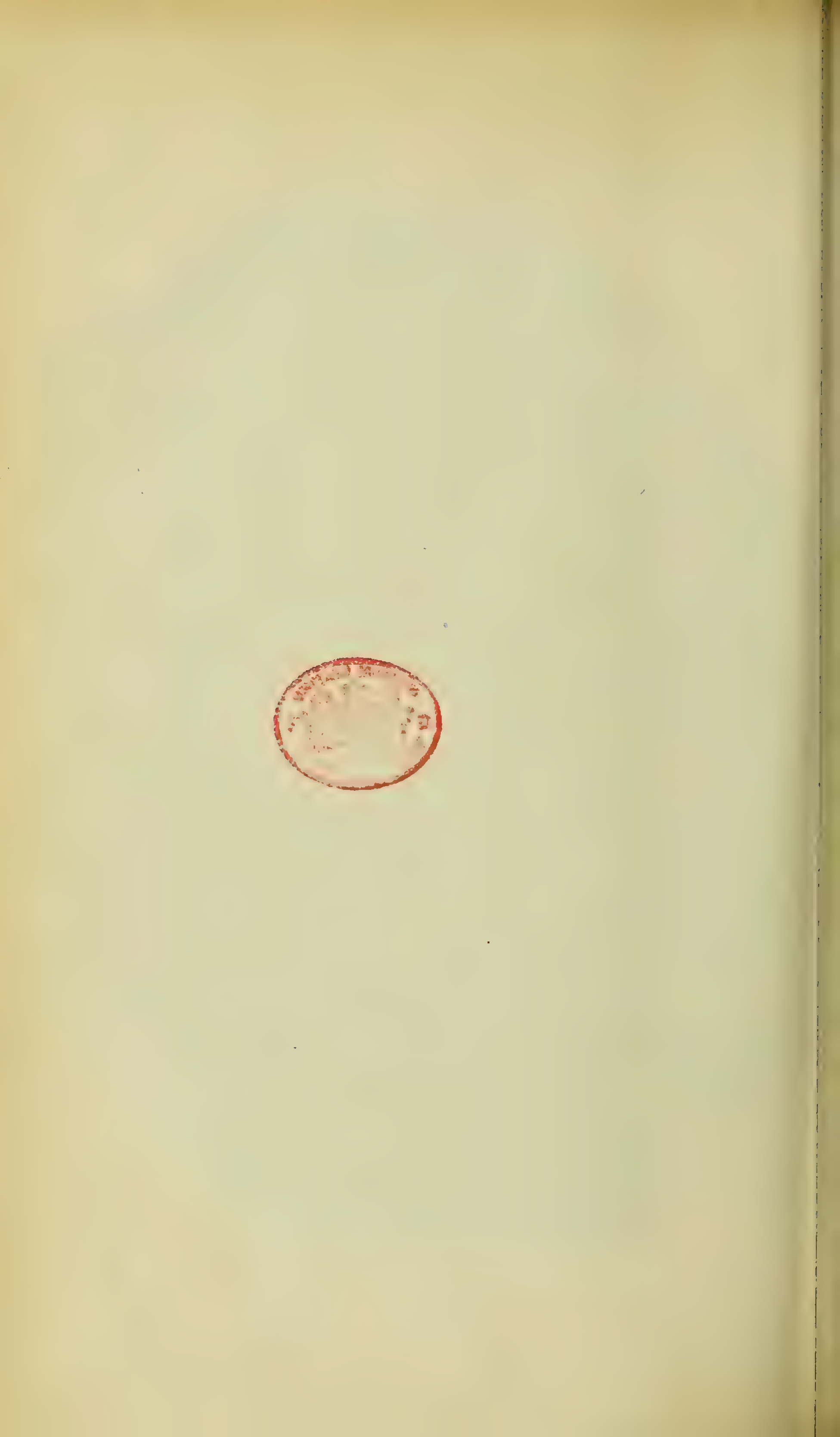


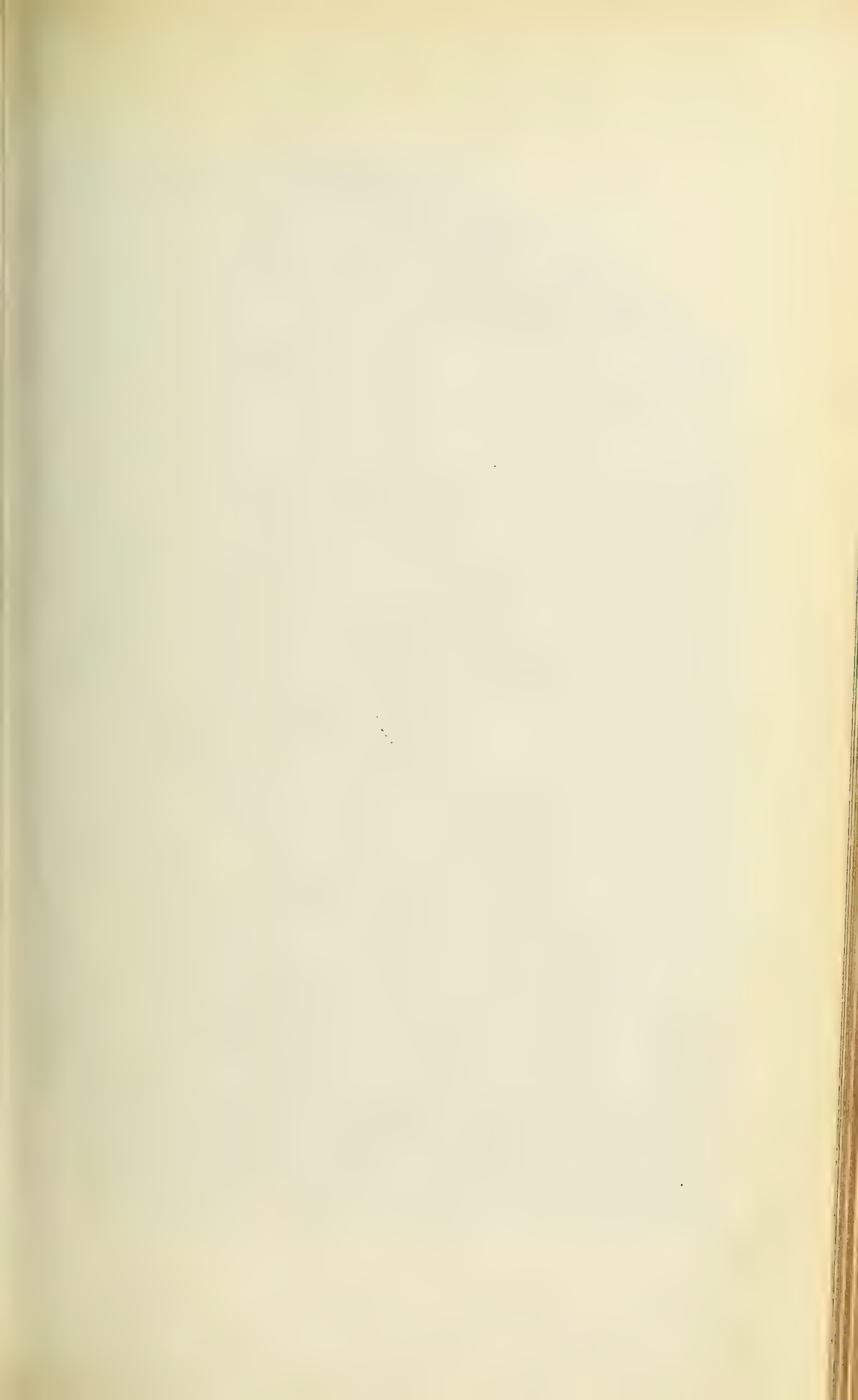
Erklärung der Tafel XVII.

Ichnium gampsodactylum subspecies *minor, albendorfense.*
Handstück No. 30 der Breslauer Sammlung. 4/5 der nat. Größe.
Albendorf.



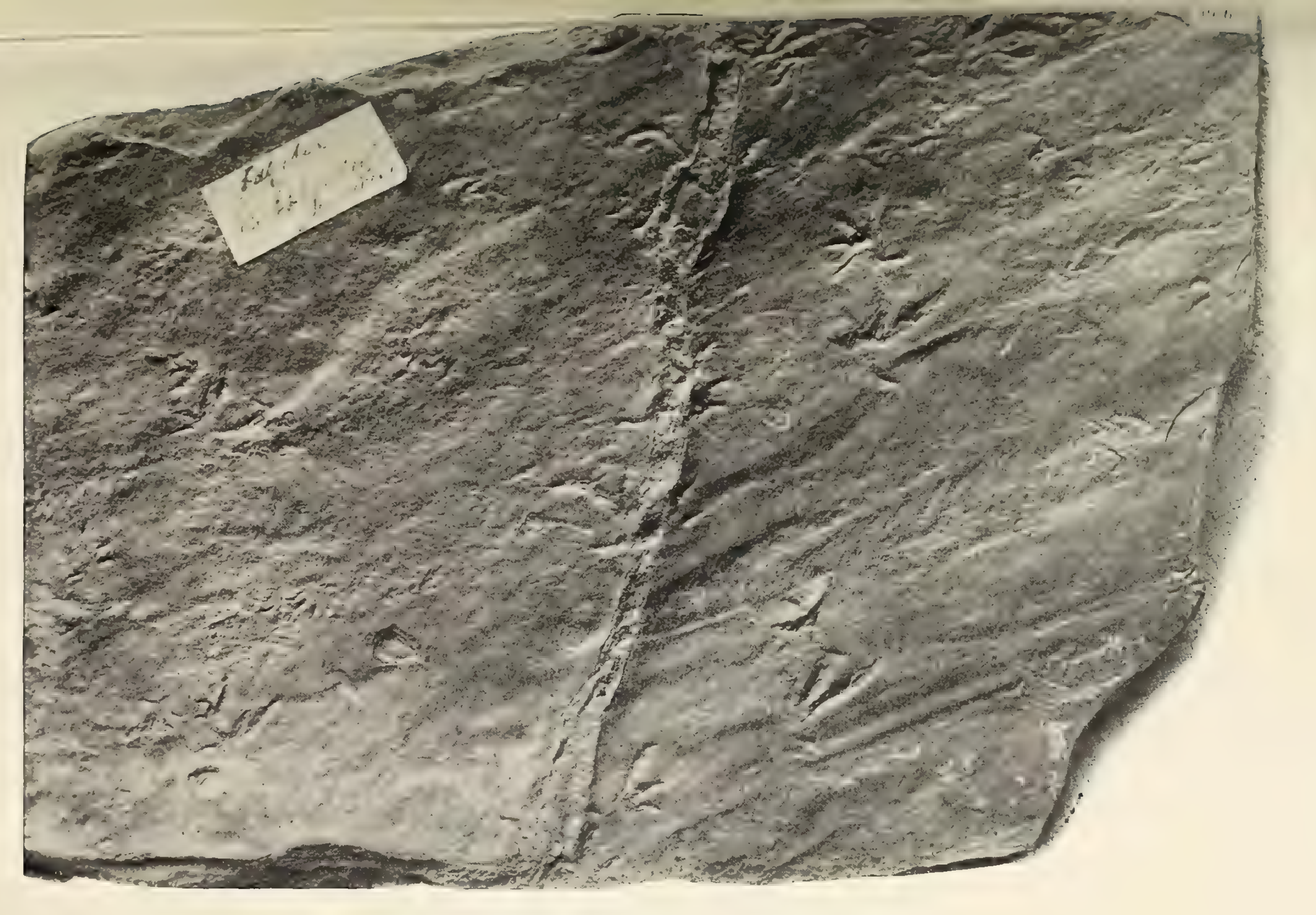
Ichnium gampsodactylum subsp. minor, albendorfense.



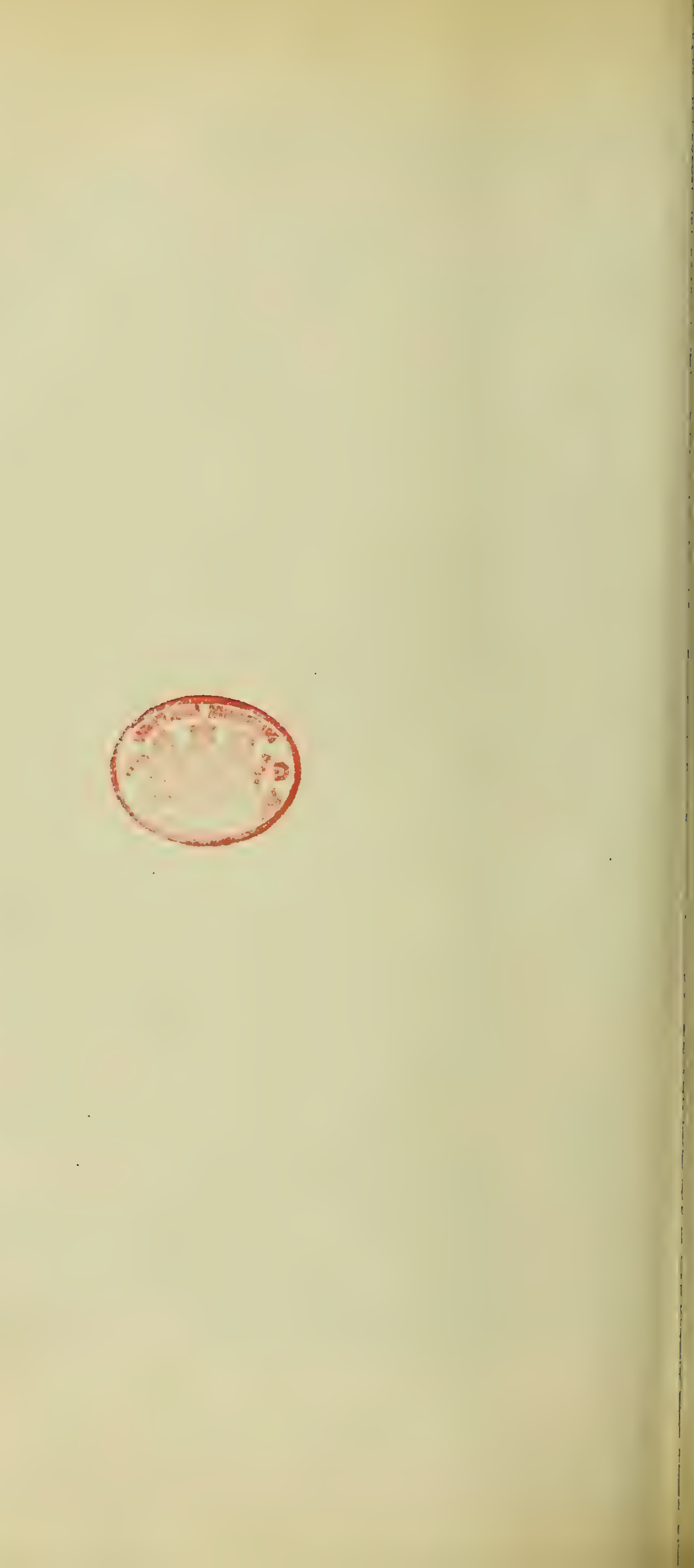


Erklärung der Tafel XVIII.

Ichnium gampsodactylum subspecies *gracilis*, *albendorfense*.
Handstück 1956 der Gothaner Sammlung. 4/9 der nat. Größe.
Albendorf.



Ichnium gampsodactylum subspec. gracilis, albendorfense.



Das System der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands“[1]) aber würde für die *Dolichodactylichnia* folgende erweiterte Form erhalten müssen:[2])

System der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands“.

II. Hauptgruppe: Fährten von dolichodactylem Typus.

Dolichodactylichnia. **„Langzehfährten“.**

6. Untergruppe: ***Acrodactylichnia:*** **„Spitzzehfährten“.**

6. *Ichnium acrodactylum*: „typische“ Spitzzehfährte.
25. *Ichn. acrod. tambacense* von Tambach.

α. Subspecies *alternans*: mit „alternierendem“ Gang:
26. *Ichn. acrod.* subsp. *alternans, tambacense* von Tambach.

β. Subspecies *dispar:* mit „verschiedengroßen Einzelfährten“ von Vorder- und Hinterfuß:
27. *Ichn. acrod.* subsp. *dispar, tambacense* von Tambach.

γ. Subspecies *curvata:* mit „gekrümmten“ Zehen:
28. *Ichn. acrod.* subsp. *curvata, tambacense* von Tambach.

7. Untergruppe: ***Tanydactylichnia:*** **„Gestrecktzehfährten“.**

7. *Ichnium tanydactylum*: „typische“ Gestrecktzehfährte.
29. *Ichn. tanyd. friedrichrodanum* von Friedrichroda.
30. *Ichn. tanyd. kabarzense* von Kabarz.

8. Untergruppe: ***Dolichodactylichnia:*** **„Langzehfährten“ im engeren Sinne.**

8. *Ichnium dolichodactylum:* „typische“ Langzehfährte.
31. *Ichn. dolichod. friedrichrodanum* von Friedrichroda.
32. *Ichn. dolichod. kabarzense* von Kabarz.
33. *Ichn. dolichod. tambacense* von Tambach.
(beschrieben diese Zeitschr. 1897 S. 701 als *Ichn. microdactylum.*)

9. Untergruppe: ***Gampsodactylichnia*** **„Krummzehfährten“.**

9. *Ichnium gampsodactylum*: „typische“ Krummzehfährte.
34. *Ichn. gampsod. friedrichrodanum* von Friedrichroda.
z. T. = *Protritonichnites lacertoides* Pohlig.
35. *Ichn. gampsod. kabarzense* von Kabarz.
36. *Ichn. gampsod. kalnanum* von Oberkalna b. Hohenelbe.
= *Saurichnites lacertoides* Geinitz
37. *Ichn. gampsod. lomnitzense* von Lomnitz.
= *Saurichnites calcar* Fritsch.

---

[1]) Diese Zeitschr. 1900 S. 59.
[2]) Vergl. a. a. O. 1905 S. 13.

38. *Ichn. gampsod. albendorfense* von Albendorf.
= z. T. als *Saurichnites lacertoides* GEINITZ von GÖPPERT bestimmt.
39. *Ichn. gampsod. rossitzense* von Rossitz bei Brünn.

α. Subspecies: *minor* mit „kleinen“ Einzelfährten.
40. *Ichn. gampsod.* subsp. *minor*, *kabarzense* von Kabarz.
41. *Ichn. gampsod.* subsp. *minor*, *kalnanum* von Oberkalna bei Hohenelbe.
= *Saurichnites lacertoides* GEINITZ z. T.
= *Saurichnites incurvatus* FRITSCH.
= *Saurichnites comaeformis* FRITSCH.
42. *Ichn. gampsod.* subsp. *minor*, *lomnitzense* (?) von Lomnitz.
= *Saurichnites cerlatus* FRITSCH.
43. *Ichn. gampsod.* subsp. *minor*, *albendorfense* von Albendorf.
= *Saurichnites divaricatus* GÖPPERT.
44. *Ichn. gampsod.* subsp. *minor*, *rossitzense* von Rossitz.

β. Subspecies: *gracilis*: mit „schlanken“ Zehen.
45. *Ichn. gampsod.* subsp. *gracilis*, *albendorfense* von Albendorf.
= *Saurichnites gracilis* GÖPPERT.

9a. *Ichnium gampsodactylum tenue.* Krummzehfährte mit „dünnen“ Zehen.
46. *Ichn. gampsod. tenue friedrichrodanum* von Friedrichroda.

Zum Schluß der Besprechung der dolichodactylen Tierfährten des böhmisch-schlesischen und mährischen Rotliegenden, durch die eine Besprechung der Tierfährten jener Gegend überhaupt abgeschlossen wird, dürften noch einige Angaben über das Bekanntwerden der betreffenden Fährten und ihre Bearbeitung von Interesse sein.

Ein seitens des Museums in Gotha im Jahre 1898 bewirkter Tausch einer Tambacher Fährtenplatte gegen eine Anzahl Albendorfer Fährtenhandstücke war Veranlassung, daß ich von den Albendorfer Fährten überhaupt Kenntnis erhielt. Herr FRECH-Breslau hatte dann die Liebenswürdigkeit auf eine weitere Anfrage hin mir das gesamte in Breslau befindliche Albendorfer Fährtenmaterial für eine wissenschaftliche Bearbeitung zur Verfügung zu stellen, indem er daran nur die eine Bedingung knüpfte, ihm „in etwa 20 Druckzeilen eine Zusammenfassung über die Tambacher, Kabarzer und Albendorfer Tierfährten zum Abdruck in der Lethaea zur Verfügung zu stellen.“ Diese gewünschte Zusammenstellung erschien in der Lethaea geognostica[1]) und brachte zum ersten Mal eine gemeinsame Erwähnung der Thüringer und böhmisch-schlesischen Tierfährten. Zugleich war aber damit

[1]) 1901 im 1. Teil. 2. Bd., S. 523.

Veranlassung gegeben zu einem genauen Studium sämtlicher bereits bekannt gewordenen und neu entdeckten fossilen Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands“, dessen Ergebnisse in drei Aufsätzen dieser Zeitschrift[1]) z. T. niedergelegt und, soweit sie die Fährten des böhmisch-schlesischen und mährischen Rotliegenden betreffen, durch den vorliegenden dritten Aufsatz abgeschlossen sind.

Bekannt waren bereits von den Fährten in dem Rotliegenden „Deutschlands“ die Thüringer Fährten[2]) und durch die Arbeiten von GEINITZ und FRITSCH die Fährten von Huttendorf und Kalna bei Hohenelbe, Rathen und Lomnitz[3]); unbekannt waren die Fährten von Albendorf und Rossitz bei Brünn,[4]) da eine Bearbeitung der Albendorfer Fährten durch GÖPPERT nicht veröffentlicht wurde, die Rossitzer Fährten überhaupt noch nicht bearbeitet waren.

Die Besprechung der Fährten des böhmisch-schlesischen und mährischen Rotliegenden soll daher nicht geschlossen werden, ohne auch der Arbeiten GÖPPERTS über die Albendorfer Fährten zu gedenken! — Von diesen sind allerdings nur sehr spärliche Reste und Bruchstücke in einem Aktenkonvolut der geologisch-palaeontologischen Sammlung der Universität Breslau erhalten, welches zugleich mit den Albendorfer Fährtenhandstücken von Herrn FRECH-Breslau in liebenswürdiger Weise für die Bearbeitung der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands“ zur Verfügung gestellt wurde.

Von den erhaltenen Akten ist zunächst ein Bericht GÖPPERTS vom 27. 7. 1861 an „die Herren Sekretarien der naturwiss. Sektion der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur, GRUBE und ROEMER“ von Interesse, in welchem die Albendorfer Fährten zum erstenmal erwähnt werden, und der wie folgt lautet:

„Nur das gräuliche Unwetter und die Unmöglichkeit, unter gegenwärtigen Verhältnissen hier eine Droschke zu erlangen, war Schuld, daß ich neulich in der Sitzung nicht erschien, weswegen ich um Entschuldigung bitte. Inzwischen wünschte ich doch, daß das verehrte Sekretariat von einem Teil meines Vortrages, der sich auf die in der permischen Formation Schlesiens entdeckten Fährten beziehen sollte, Akt nähme und ich lege zu diesem Zweck die bis jetzt davon gefertigten „photographischen Zeich-

[1]) Diese Zeitschr. 1900. S. 48 und 1905 S. 1.

[2]) a. a. O. 1895 S. 570, 1896 S. 638 u. S. 808, 1897 S. 701 und Nat. Woch. 1896 No. 48. 1897 No. 8 u. 27, 1898 No. 22 u. 29, 1900 No. 11.

[3]) Die wiederholt zitierten Arbeiten von GEINITZ und FRITSCH.

[4]) Diese Zeitschr. 1900. S. 50. Anmerkung.

nungen" (sic) bei. Zuerst wurde Herr Dr. BEINERT in Charlottenbrunn auf dieses Vorkommen aufmerksam, der mir die ersten aber unvollständigen Exemplare schon im Februar dieses Jahres (1861) mitteilte. Weiter verfolgte ich vorige Pfingsten unter schauerlichstem Wetter diesen Gegenstand und fand instruktive Exemplare, von denen sich die größeren an schon bekannte oder ähnliche Fährten des Labyrinthodon anschließen, die kleineren mir mehr Eidechsen als Vögeln anzugehören scheinen. Die mit vorkommenden Pflanzen, großartige Platte mit Stigmaria-Narben, z. Z. mir noch völlig unerklärbar, und manches andere Vegetabilische noch Aufschluß bedürfende, veranlaßte mich bald wieder, jene Stätte aufzusuchen, gelegen bei Albendorf in der Grafschaft Glatz. Da der Fundort ein alter verlassener Steinbruch ist, erscheint die Gewinnung großer Platten etwas umständlich und kostspielig. Inzwischen natürlich übersteigen sie nicht wenige Thaler, welche eine instructive Platte kosten würde. Soll ich nun vielleicht die Gelegenheit benutzen, einige Platten für das mineralog. Museum zu erwerben, so will ich mich hierzu bereit erklären, muß aber freilich bemerken, daß der Fundort bis jetzt so wenig aufgeschlossen ist, daß ich durchaus nicht weiß, ob die Platten mit Fährten überhaupt häufig sind. Die Originale zu den beiliegenden Abbildungen wurden erst nach vierstündigem Spalten und Schlagen ermittelt. Um großartige Exemplare zu gewinnen, wird man sich an die Grundherrschaft zum Wiederaufmachen des Steinbruchbetriebes wenden oder sich noch nach anderen Fundorten in der Nähe umsehen müssen, was geschehen soll."

Weiterhin finden sich dann die Fährten nur noch einmal erwähnt in einem nur als Bruchstück vorhandenen Manuskript „Zur Geologie der Tierfährten". Auf Seite 37 heißt es daselbst: „Nachdem wir den Kupfergehalt in der oberen Abteilung der permischen Schichten in Nieder-Rathen und mehreren anderen Lokalitäten entschieden nachgewiesen, haben wir noch der Entdeckung von Tierfährten in den die bituminösen Kalkschichten bedeckenden Schieferletten zu gedenken. Die bezüglichen Schiefer lagern an der von Neurode nach Albendorf führenden Kunststraße fast inmitten der Entfernung von dem Schlosse zu Niederrathen und der Wallfahrtskirche zu Albendorf, da, wo die linke Böschung des vom Albendorfer durchschnittenen Nieder-Rathener Talgrundes mit einer wagerechten breiten Strecke, zum Zweck der Aufschließung eines bituminösen Kalklagers vor mehreren Jahren angefahren, längere Zeit schon fristet, daher mehr und mehr zu Grunde geht. [1])

---

[1]) Somit scheint GÖPPERTS eigene Fundortsangabe zu bestätigen,

Hier war es, wo im Monat März 1861 der Mineraliensammler RICHTRR aus Schlegel bei Neurode Platten dieser Schieferletten sammelte und mir zuführte. Diese in einige Linien dicke, oft noch dünnere Plättchen teilbare Schieferletten sind je nach den Spaltungsflächen verschieden gefärbt und gestaltet. Die Gestaltung ist abhängig teils von darin vorkommenden Petrefakten organischer — pflanzlicher oder tierischer — teils meteorologischer Abkunft. Den größten Umfang nehmen Tierfährten und die urweltlichen Regentropfen, einen geringeren die pflanzlichen — Filices und Walchien —, den kleinsten die Coprolithen ein. Letztere sind an eine besondere, dem Stinkkalk im äußeren Ansehn sich annähernde Schieferlage gebunden, in welcher zerstreut Fischschuppen zum Vorschein kommen. So entschieden das Vorhandensein der Coprolithen, so unentschieden ist ihre Abstammung; ob von Vögeln, Fischen oder Sauriern wird schwer zu entscheiden sein. In petrographischer Hinsicht lassen sich die in Rede stehenden Schichten in folgender Weise beschreiben: Die Struktur ist eine unvollkommen schiefrige, mit unsteten unebenen, mitunter rauhen knotigen Spaltungsflächen. Manche von diesen sind mit kleinen zerstreuten Narben, die denen der bekannten Stigmaria fast ähnlich sehen, besetzt, deren Ursprung aber wohl eher der Einwirkung von Regentropfen auf feuchtem Schlamm zuzuschreiben, als von dem neuerer Zeit richtig erkannten Wurzelstrunk von *Sigillaria organum*, vor kurzem noch als selbständige Pflanzengattung unter dem Namen Stigmaria beschrieben, abzuleiten sein dürfte. Außer diesen Knötchen auf der von Eisenoxyd gelbrötlich gefärbten, sehr dünnschiefrigen Oberfläche ist diese in der Regel über und über fein gerunzelt und entweder von Vogelfährten, den Fährten des froschartigen Tieres, genannt Chirotherium, oder von pflanzlichen Petrefakten uneben geworden. — Im allgemeinen kann man diese Schiefer als ein mit Kalk verbundenes, von dünnen Glimmerschichten durchsetztes oder mit zarten Glimmerblättchen innig gemengtes Tonerdesilicat betrachten. Die frischen Spaltungsflächen haben ein schwärzlich

---

worauf Herr DATHE-Berlin in einem Brief an mich vom 14. 7. 05 in liebenswürdiger Weise hinwies, daß die Fundorte Albendorf und Rathen dieselben seien! DATHE schreibt: „bezüglich der Funde Albendorf und Rathen scheint mir, daß nur ein und derselbe Fundort mit diesen Bezeichnungen vorliegt. Dieser Fundort, ein durch Straßenbau jetzt fast ganz vernichteter kleiner Steinbruch, liegt zwischen den Orten Albendorf und Nieder-Rathen bei Wünschelburg und zwar unmittelbar an der Flurgrenze beider Ortschaften, aber noch im Albendorfer Gebiete". — Die mit „rathense" bezeichneten Fährten würden dann aus dem System der Tierfährten verschwinden und entweder auch mit albendorfense oder zusammen mit diesen mit „*silesianum*" bezeichnet werden können.

graues oder rauchgraues Aussehen und ähneln den deutschen Dachschiefern. — Die paläontologischen und petrographischen Verhältnisse schärfer ins Auge fassend, kann man sich kaum des Gedankens erwehren, daß die im Nieder-Rathener Beckenrande anstehenden, Tierfährten und Regentropfen in Menge, ja sogar Hessberger Leistennetze führenden Schieferschichten den Übergang vom Permischen zur Trias andeuten und den Glauben in mir befestigt haben, daß dieselben als unterstes Glied der letzteren anzusehen sind. Diese Ansicht erhält dadurch, daß aller Orten in Europa und Amerika die Tierfährten führenden Schichten als in dem bunten Sandstein-Gebilde vorkommend nachgewiesen sind, noch mehr Gewicht. Dieses untere Glied, die Tierfährten führenden triasischen Schieferletten, zeigen mit darunter liegenden oberen permischen Schichten ein konkordantes Streichen und Fallen. Letzteres findet aus Nord-Ost und West unter einem Winkel von 10 Grad statt; ersteres geht aus Nord-West in Süd-Ost.“

Damit sind die noch vorhandenen, auf Göppert zurückzuführenden Arbeiten über die Albendorfer Tierfährten erschöpft, abgesehen von einigen Bezeichnungen der Handstücke selbst auf aufgeklebten Etiketten, als *Saurichnites lacertoides, salamandroides, divaricatus* und *gracilis*, und es ist nur weniges noch hinzuzufügen.

Die in Göpperts erstem Bericht erwähnten „photographischen Zeichnungen“ (Seite 375/76) bestehen aus zehn Tafeln von Fährtenhandstücken, von denen sich einige mit noch vorhandenen Originalen in der Gothaner und Breslauer Sammlung indentifizieren lassen. Sie tragen die Bezeichnung A. Assmann fecit. Außer diesen Zeichnungen befinden sich aber bei den Breslauer Akten noch vier große lithographische Tafeln, welche eine ganze Anzahl Fährtenhandstücke enthalten, von denen aber nur wenige mit vorhandenen Originalen in Übereinstimmung gebracht werden konnten. Diese Tafeln, bezeichnet: A. Assmann del et. lith. scheinen für eine Veröffentlichung über die Albendorfer Fährten bestimmt gewesen zu sein, die aber entweder nicht erschienen ist, oder bisher nicht aufzufinden war. Vielleicht gehören sie zu der in „Die fossile Flora der permischen Formation 1864/65 S. 8, 9“ von Göppert selbst erwähnten „Abhandlung“, die aufzufinden mir nicht gelungen ist.[1]) Daß fernerhin die Tierfährten von „Vögeln“ (Seite 376/77) oder dem „froschartigen Chirotherium“ (Seite 377) hinterlassen worden sein sollen, erscheint nach den neueren Untersuchungen über die Tierfährten des Rotliegenden

[1]) Diese Zeitschr. 1900. S. 49. 3.

wohl ausgeschlossen, ebenso wie die Zurechnung der Albendorfer Fährtenschichten zur unteren Trias deshalb, weil „aller Orten in Europa und Amerika die Tierfährten führenden Schichten als in dem bunten Sandstein-Gebilde vorkommend nachgewiesen sind" und auf ihnen sogar: „Hessberger Leistennetze" vorkommen.[1]) Inwieweit GÖPPERT sonst berechtigt zu sein glaubte, die Nieder-Rathener Schieferschichten der unteren Trias zuzurechnen, entzieht sich meiner Beurteilung, doch möchte ich hier noch einmal darauf hingewiesen haben, was ich bereits früher getan habe,[2]) daß es nach meinem Dafürhalten unmöglich ist, das Vorkommen von fossilen Tierfährten auf Gesteinsschichten zu ihrer geologischen Horizontierung zu verwenden.

Zum Schluß des vorliegenden Aufsatzes noch eine Bemerkung! Die vielleicht auffallende neue Benennung einer Anzahl bereits benannter und veröffentlichter Fährten des Rotliegenden „Deutschlands" verfolgt keinen anderen Zweck, als damit die Stellung der betreffenden Fährten in dem Versuch eines „Systemes" der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands" zu kennzeichnen und sie mit den neu beschriebenen Thüringer Fährten in einen systematischen Zusammenhang zu bringen. Weshalb aber bei der Benennung dieser von der bisher üblichen Nomenklatur abgesehen wurde, ist ausführlich an anderer Stelle besprochen worden.[3])

[1]) Sind „Trockenrisse". Naturw. Wochenschrift 1898 No. 22.
[2]) Diese Zeitschr. 1900. S. 52.
[3]) a. a. O. 1896 S. 641 ff. 1900 S. 50.

7. Über *Stephanospondylus* n. g. und *Phanerosaurus* H. v. MEYER.

Von Herrn RICHARD, STAPPENBECK in Berlin.

Hierzu Taf. XIX u. 35 Textfig.

Die berühmten Kalksteinbänke des mittleren Rotliegenden von Niederhäßlich im Plauenschen Grunde bei Dresden haben bekanntlich eine außerordentlich reiche Fauna von Stegocephalen und Reptilien geliefert. Schon HANNS BRUNO GEINITZ und J. V. DEICHMÜLLER schenkten diesem Vorkommen große Aufmerksamkeit und beschrieben eine Reihe von jenen Tieren. Ganz außerordentlich wurde aber unsere Kenntnis von der permischen Lebewelt durch die eingehenden Arbeiten CREDNERS bereichert, die in einer Anzahl von ausgezeichneten Abhandlungen in dieser Zeitschrift veröffentlicht sind.

Von Niederhäßlich stammt nun auch das Material, das dieser Arbeit zu Grunde liegt; nämlich zwei Gesteinsplatten samt den dazu gehörigen Gegenplatten, auf denen die Überreste eines großen Sauriers in wirrem Durcheinander zerstreut liegen. Die Wirbel dieses Tieres, das von H. B. GEINITZ und J. V. DEICHMÜLLER beschrieben wurde, zeigten große Ähnlichkeit mit einigen Wirbeln, die schon längere Zeit zuvor im König-Johann-Schachte der Sächsischen Steinkohlenkompagnie bei Oberlungwitz bei Zwickau gefunden worden waren und HERMANN VON MEYER als Unterlage bei der Aufstellung seiner Gattnng *Phanerosaurus* gedient hatten. Infolge dieser Ähnlichkeit hielten die beiden genannten Forscher den Saurier von Niederhäßlich für übereinstimmend mit *Phanerosaurus*, sodaß sie ihn als *Phanerosaurus pugnax* bezeichneten. Aber weil der Erhaltungszustand der Knochenreste recht schlecht war, und eine Präparation nur in sehr geringem Maße vorgenommen wurde, so beschränkte sich diese Beschreibung auf einige der besterhaltenen Knochen, deren Deutung aus den erwähnten Gründen auch nicht immer zutreffend war. Bei dem Interesse, welches diesen alten Formen der Reptilien zukommt, war eine erneute Untersuchung mit Hilfe besserer Präparationsmethoden sehr wünschenswert. Daher erbat

sich Herr Professor JAEKEL die dem Dresdener Mineralogischen Museum gehörenden Platten zu diesem Zwecke. Aus Mangel an Zeit übertrug er mir jedoch die Präparation und abermalige Bearbeitung. Durch die Überlassung dieser interessanten Arbeit und durch die stete Unterstützung mit wertvollen Ratschlägen hat mich Herr Professor JAEKEL zu großem Danke verpflichtet, den ich mir ihm auch an dieser Stelle auszusprechen gestatte. Dank sagen möchte ich auch Herrn Geheimrat BRANCO, der mir die wissenschaftlichen Hilfsmittel des geologischen Instituts in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte, sowie Herrn Professor KALKOWSKI, dem Direktor des Dresdener Mineralogischen Museums, für seine Bereitwilligkeit, mir die Gesteinsplatten zur Bearbeitung anzuvertrauen.

Die auf diesen Gesteinsplatten befindlichen Knochen waren meist zerbrochen und so zerspalten, daß die beiden Hälften auf Platte und Gegenplatte verteilt sind. Deshalb wurde eine Art der Präparation gebraucht, die JAEKEL bei sehr schlecht erhaltenen Fossilien verschiedentlich mit gutem Erfolge angewandt hat. Es wurden nämlich die Knochenreste entfernt, um die Hohlformen zu gewinnen, die alsdann mit Guttapercha, Gelatine oder Wachs ausgegossen wurden. Nach diesen Abgüssen wurde die Bestimmung der Skeletteile vorgenommen. Dadurch hat sich ein ziemlich klares Bild ergeben, wenn auch von vorn herein zu erwarten war, daß eine Reihe von Knochen wegen ihrer allzu schlechten Erhaltung keine Deutung mehr erfahren konnte.

Das erste nicht unwesentliche Ergebnis war die Feststellung der Tatsache, daß es sich bei den Stücken von Niederhäßlich nur um die Reste eines einzigen Tieres handelt und nicht, wie von GEINITZ und DEICHMÜLLER angenommen worden ist, um zwei Individuen.

Durch die Güte des Herrn Geheimrats ZIRKEL in Leipzig stand mir auch das Original zu H. v. MEYERS *Phanerosaurus*, sechs Rumpf- und Kreuzbeinwirbel, zur Verfügung. Ich möchte dafür Herrn Geheimrat ZIRKEL auch hier meinen besten Dank aussprechen. Eine Präparation dieses Originals ermöglichte es mir, die Beschreibung H. v. MEYERS in einigen Punkten zu vervollständigen. Zugleich ergab sich, daß die Ähnlichkeit der Wirbel auf den Platten von Niederhäßlich mit denen von *Phanerosaurus* nicht so groß war, daß man sie Tieren aus ein und derselben Gattung hätte zuschreiben können. Es wurde daher die Aufstellung einer neuen Gattung für den Saurier von Niederhäßlich nötig. Ich schlage als neuen Gattungsnamen den Namen *Stephanospondylus* vor, weil mir in dem hohen Aufbau (στεφανη) der Wirbel das augenfälligste Merkmal zu liegen schien.

Betreffs der Zeichnungen sei bemerkt, daß nur wenige Knochen so wiedergegeben werden konnten, wie sie sich im Abgusse zeigen. Vielfach mußten die Skeletteile der einen Seite zur Ergänzung der entsprechenden Teile der anderen Seite herangezogen werden; oft wurde die Gestalt, die dieser oder jener Knochen im Leben wahrscheinlich hatte, wiederhergestellt. Die vielen störenden Bruchlinien wurden fast in jedem Falle weggelassen.

I. Beschreibender Teil.

Stephanospondylus pugnax Gein. u. Deichm. sp.

1882. *Phanerosaurus pugnax* Gein. u. Deichm. (Lit.-Verz. 11).

Der Schädel.

Das Schädeldach läßt sich ziemlich vollständig wieder herstellen (Taf. XIX); denn soweit nicht von den paarigen Knochen beide vorliegen, ist wenigstens einer davon vorhanden, sodaß man den symmetrischen Knochen ergänzen kann. Teilweise sind aber auch nur Bruchstücke erhalten, sodaß man die Knochengrenzen aus den vorhandenen Grenzen der benachbarten Knochenteile ableiten muß.

Die Frontalia hängen noch mit den Parietalia fest zusammen. Ursprünglich stand auch noch ein Stückchen vom rechten Postfrontale damit in Verbindung, wie es aus der von Geinitz und Deichmüller gegebenen Abbildung (11, Taf. IV, Fig. 1) hervorgeht, war jedoch schon mit einem Teile des Stirnbeins wegpräpariert worden, um einen darunter liegenden Wirbel frei zu legen. Die Stirnbeine haben eine hinten verbreiterte, vorn schräg abgestumpfte Gestalt bei einer Länge von 35 mm und sind durch eine zackige Naht mit einander verbunden. Der Verknöcherungspunkt liegt hinter der Mitte; von ihm strahlt die Skulptur aus, die um diesen Punkt herum aus Gruben, groben Anschwellungen und Knoten besteht, nach den Rändern des Knochens hin aber bald die Form lang gestreckter radialer Leisten annimmt. Die Unterseite ist glatt, weist aber zwei kräftige, gerundete Leisten auf, die geradlinig in der Nähe des Außenrandes verlaufen. Sie beginnen in der Mitte der Gesamtlänge der Stirnbeine und ziehen sich bis in die Spitzen hinein, auf der Außenseite von je einer flachen Furche begleitet, die vielleicht Blutgefäßen als Kanal gedient hat.

Die Parietalia schließen sich mit einer gezackten Naht an. Sie sind von undeutlich fünfeckigem Umriß und umschließen ein außerordentlich großes Foramen parietale, das einen Durchmesser von 11—12 mm hat. Am vorderen Rande ist es durch einen Bruch des Knochens erweitert. Es liegt dem Hinterrande

ziemlich stark genähert. Eine Zusammenstauung der Naht hinter dem Scheitelloche, wie es Jaekel als das Gewöhnliche bezeichnet (56,29), ist hier nicht wahrzunehmen. Nach Credners (21) und Jaekels Beobachtungen scheint während der Ontogenie eine sehr bedeutende Verkleinerung des Scheitelloches stattzufinden. Auf die Verhältnisse von *Stephanospondylus* übertragen, würde das bedeuten, daß das große Scheitelloch für eine sehr niedrige Entwicklungsstufe spricht. Ähnlich große Scheitellöcher finden wir bei *Procolophon* aus der Karrooformation und bei *Sclerosaurus armatus* H. v. Meyer (= *Labyrinthodon Rütimeyeri* Wiedersheim) (46), beides tief stehende Tiere. Der Verknöcherungspunkt des Scheitelbeines befindet sich in der Mitte nahe dem Rande des Scheitelloches und dient auch hier als Ausgangspunkt einer radialstrahlig-grubigen Skulptur. Die Länge der Parietalia entspricht denen der Frontalia.

Im Zusammenhange mit diesen Knochen finden sich noch Restchen der Supraoccipitalia, die sich ziemlich gut in Verbindung bringen lassen mit den Hauptteilen dieser Knochen, die wir auf einer anderen Gesteinsplatte bemerken. Das linke Supraoccipitale ist fast vollständig erhalten und weist eine etwas länglich viereckige Gestalt auf. Vom entsprechenden Knochen der rechten Seite liegt nur noch der sich anschließende Teil vor. Der Verknöcherungspunkt nimmt die Mitte der Knochenplatte ein, von wo aus sich gleichfalls eine radiale Skulptur über die Oberfläche erstreckt.

An die hinteren, äußeren Ecken dieser Knochen schließen sich die Epiotica an, die klein und viereckig sind. Sie sind hinten in eine kurze, wenig hervortretende Spitze ausgezogen, in deren Nähe wahrscheinlich der Verknöcherungspunkt gelegen hat; darauf deutet wenigstens die dorthin zusammenlaufende Skulptur.

Die Schläfenbeine, Supratemporalia, von denen Bruchstücke von der linken Seite erhalten sind, zeigen die gleiche Skulptur wie alle bisher erwähnten Knochen. Die Form läßt sich nur noch annähernd erschließen: sie dürfte hinten schmal und nach vorne verbreitert gewesen sein. Um den Verknöcherungspunkt, der etwa die Mitte eingenommen hat, erscheint die Knochenplatte noch ziemlich dick, auch zeigt sich an verschiedenen Stellen bei anderen Schädelknochen, daß diese verhältnismäßig kräftige Platten waren. Dagegen erscheint das Schläfenbein dort, wo es an das Scheitelbein und das Hinterhauptsbein stößt, ziemlich dünn und zerbrochen. Die Möglickeit dürfte nicht von der Hand zu weisen sein, daß sich hier schon einer der für die Reptilien so bezeichnenden Schläfendurchbrüche vorbereitet, wie

das von JAEKEL bei *Gephyrostegus bohemicus* aus der Gaskohle von Nürschan beobachtet worden ist (45).



Fig. 1. Squamosum links.
a. b. Der vom Epioticum und Supratemporale überdeckte Teil des Knochens.

Das Squamosum ist nur von der linken Schädelseite vollständig erhalten. Der Teil, der an das Epioticum grenzt, bildet eine breite Spitze. Von hier aus verbreitert sich der Knochen schnell nach außen und erreicht seine größte Breite auf $^2/_3$ seiner Länge mit ungefähr 3,5 cm. Über die ganze Länge des Squamosums zieht sich eine kräftig hervortretende, in flachem, rückwärts offenem Bogen geschwungene Leiste, die den zur Rückseite des Schädels abfallenden Teil abgrenzt Etwas vor dem hinteren Drittel finden wir auf dieser Leiste den Verknöcherungspunkt, der als Ausgangsort einer radialstrahligen Skulptur dient, die sehr viel feiner ist als auf den bisher betrachteten Knochen. Zwischen dem Verknöcherungspunkte und der hinteren Ecke zweigt von der Hauptleiste eine Nebenleiste ab (Fig. 1), die in mäßig gebogener Linie bis zu einer geringen Einbuchtung des Vorderrandes läuft. Von dieser Leiste fällt der Knochen steil ab und wird hier im hinteren Teile vom Epioticum, im vorderen vom Supratemporale überdeckt.

Wie schon erwähnt, stand vor der Präparation noch ein langes, schmales Stück vom Postfrontale in Verbindung mit den Stirnbeinen. Dieser Knochen kann kaum noch sehr viel breiter gewesen sein, als er von GEINITZ und DEICHMÜLLER (11, Taf. IV Fig. 1) abgebildet worden ist, und hat die Begrenzung des hinteren oberen Augenrandes gebildet.

Die Begrenzung des Hinterrandes der Augenhöhle wurde auf ein kurzes Endchen durch das Postorbitale hergestellt, das die Gestalt eines stumpfwinkeligen Dreiecks hat und mit den umgebenden Knochen wahrscheinlich durch eine zackige Naht verbunden war. Der Verknöcherungspunkt liegt an der Spitze des Dreiecks; von ihm geht eine radialstrahlige Skulptur aus, die durchaus jener auf den übrigen Schädelknochen entspricht. Wie aus den Abgüssen hervorgeht, war besonders der an die Augenhöhle stoßende Teil sehr dick und kräftig entwickelt, dagegen die Fläche, die sich zum Supratemporale hinüberzieht, äußerst dünn. Dieser Umstand in Verbindung mit dem schon bei Besprechung des Schläfenbeines Gesagten bestärkt mich in der Annahme eines sich anbahnenden Durchbruches einer Schläfen-

grube. Daß diese Vermutung nicht ganz der Unterlage entbehrt, zeigt das Verhalten von *Diadectes*, bei dem bereits kleine Schläfenlöcher, bisweilen nur auf einer Seite, auftreten. (58.)

Die ganze untere Begrenzung des Augenloches bildet das Jugale, eine breite, kräftige Knochenplatte, die besonders am Rande der Augenhöhle zu einer starken, von hinten nach vorn sich verbreiternden, aber auch flacher werdenden Leiste verdickt ist. Der Verknöcherungspunkt hat wahrscheinlich in der hinteren Hälfte gelegen. Die Skulptur ist eine stellenweise ganz verschwindende, unter dem Auge hingegen stark hervortretende Anhäufung parallel verlaufender Leistenzüge. Die Grenzen gegen die umliegenden Knochen sind nicht mehr festzustellen, nur der hintere Teil des unteren Randes zeigt eine wohl als Naht zu deutende Begrenzung. Vom Jugale der anderen Seite ist nur die breite Augenleiste mit einem daran grenzenden Teile erhalten.

Den vorderen Teil der oberen Augenumrandung bildet das kleine, etwa axtförmige Lacrymale, bisher gewöhnlich als Praefrontale bezeichnet, (59,174), das an seinem vorderen Ende etwas verbreitert ist. Der Verknöcherungspunkt liegt ziemlich genau in der Mitte; von ihm gehen sehr feine radiale Leistchen aus.

Den Vorderrand der Augenhöhle haben die Postnasalia gegebildet, die bisher meist als Lacrymalia bezeichnet worden sind (62.). Auf der einen Platte findet sich nun das Bruchstück eines Knochens, das gut in die Lücke der Augenumrandung zwischen Jugale und Lacrymale hineinpaßt und sich in seiner Skulptur auch ganz gut an beide anschließt. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß wir hierin ein Stück des einen Postanale zu sehen haben. Der Teil des Knochens, der sich zwischen Maxilla und Nasale einschieben muß, ist weggebrochen.

Wir sehen also die Knochen an der Umrandung der Augenhöhle teilnehmen, die dazu gewöhnlich bei den Cotylosauriern verwandt sind.

Die Nasalia, deren linkes vorhanden ist, sind lang gestreckte, schmale Knochen. Vom Verknöcherungspunkte, der in der Mitte gelegen ist, geht eine sehr feine radiale Leistenskulptur aus, die sich nach den Rändern zu etwas verstärkt. Über die Nasenlöcher läßt sich nichts mehr aussagen, doch müssen sie sehr weit vorn gelegen und geringen Umfang gehabt haben.

Vom Oberkiefer sind mehrere größere Bruchstücke samt ihrer Bezahnung erhalten. An einem dieser Stücke findet sich noch die rechte Prämaxilla, deren Grenze gegen die Maxilla sich allerdings nicht mehr feststellen läßt. Die linke Prämaxilla liegt als gesondertes Bruchstück vor. Diese Prämaxillen tragen je drei spitze, schlanke, kegelförmige Fangzähne von ungefähr 1 cm

Länge, die eine feine Längsfurchung erkennen lassen und etwas nach vorn gerichtet sind. Das Stück nun, an dem Prämaxilla und Maxilla noch im Zusammenhange sind, hat hinter dem dritten Zahne eine Lücke. In diese dürfte ein vereinzelt liegender kräftiger und breiter Fangzahn hineingehören, der größer ist als die übrigen Zähne, besonders nach der Spitze zu gerieft ist und auch die einfache Kegelform aufweist. Ich möchte ihn noch zur Bezahnung des Zwischenkiefers rechnen, sodaß dahinter die Grenze zu ziehen wäre.

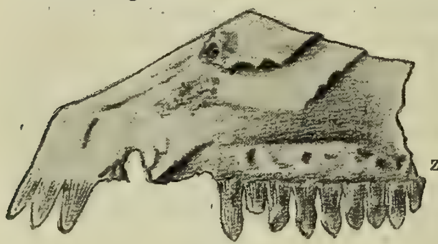


Fig. 2.
Bruchstück der rechten Prämaxilla und Maxilla von der Innenseite.
z Zweite Zahnreihe.

Die Maxilla zeichnet sich durch eine gänzlich abweichende Bezahnung aus. Die vorderste Zahnreihe besteht nämlich aus langen, schlanken Zähnen, die unter der Krone, etwa auf der halben Länge des Zahnes, eingeschnürt sind, sodaß die Krone noch einmal, keulenförmig, anschwillt. Auch diese Zähne zeigen deutlich Längsrillen, die aber oberhalb der Einschnürung nicht so gut zu bemerken sind. Es läßt sich dieser Umstand auf die stärkere Abnutzung zurückführen, zumal die Zähne meist sehr bedeutende schräge Abkauungsflächen zeigen. Die Zähne haben einen elliptischen Querschnitt; die größere Achse dieser Ellipse verläuft quer zur Achse des Kiefers. Diese Querstellung der Zähne hat ihren Grund darin, daß sich die Zähne dicht an einander drängen. Alle sind ein wenig nach rückwärts gerichtet. Da mir zur Untersuchung der Gewebe keine genügenden Zahnreste mehr zur Verfügung standen, so muß ich mich auf die Wiedergabe dessen beschränken, was Geinitz und Deichmüller darüber sagen (11,11. Taf. IV. 2.) Danach sieht man auf dem elliptischen Querschnitte eine radiale Einfaltung des Schmelzes, wodurch die Furchung der Außenseite bedingt wird, und eine schmale langgestreckte Pulpenhöhle. Die ersten Zähne der Maxilla sind groß und kräftig; die folgenden nehmen allmählich an Größe ab. Von großem Interesse ist es nun aber, daß die Maxilla auf ihrer Innenseite verdickt ist und daß sich auf diesem Wulste eine Reihe von kleinen Stümpfen und rundlichen Bruchstellen bemerkbar macht, die wohl kaum anders als als eine Zahnreihe gedeutet werden kann. Wir haben somit zwei Zahnreihen auf dem Oberkiefer, ein Umstand, der bisher nur noch bei der

Cotylosaurierfamilie der Pariotichiden beobachtet worden ist, bei der die Maxilla zwei bis drei Zahnreihen trägt. Die Bezahnung ist akrodont.

Ähnliche kegelförmige Zähne, die wie bei *Stephanospondylus* unterhalb der Krone eingeschnürt sind, finden wir bei *Simosaurus* aus dem Muschelkalke. Bei diesem treten aber die Rillen erst oberhalb der Einschnürung auf, von wo aus sie sich bis zur Spitze erstrecken; auch finden sich bei ihm bisweilen seitliche Kanten an den Zähnen (1). Ferner hat *Theriosuchus* aus dem Wealden derartige Zähne, aber hier tritt die Streifung gleichfalls erst über der Einschnürung auf; zudem ist die Spitze nach rückwärts gekrümmt.

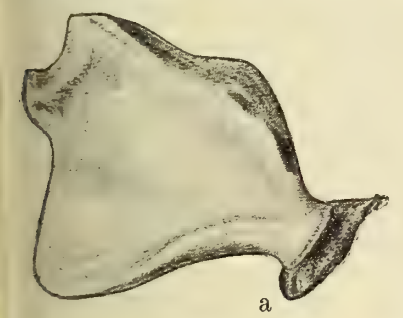


Fig. 3.
Linkes Quadratbein.
a Ansatzstelle für das Quadratojugale.

Die Quadratbeine (Fig. 3) haben eine ziemlich tief ausgehöhlte Gelenkfläche für den Unterkiefer. Sie gleichen einigermaßen den Quadratbeinen von *Sphenodon;* auch müssen sich wie dort noch die Quadratojugalia an der äußeren Begrenzung der Gelenkfläche beteiligt haben, denn es ist eine abgeplattete, lang gezogene, rauhe Fläche an der Außenseite des hinteren Endes der Quadratbeine, die sich ganz gut als Ansatzstelle für jene Knochen deuten läßt. Den Unterrand vom Quadratum bildet eine kräftige, noch viel deutlicher als bei *Sphenodon* hervortretende Leiste. Sie verflacht sich aber noch, bevor sie den Vorderrand des flügelartig ausgebreiteten Knochens erreicht hat, wogegen sie bei *Sphenodon* noch ein ganz beträchtliches Ende darüber hinausläuft. Eine breite, rauhe, dreieckige Fläche, die sich den schräg von oben nach hinten abfallenden Hinterrand entlang zieht, dürfte die Ansatzstelle für das Squamosum sein. Über die Verbindung mit den Pterygoidea läßt sich leider nichts mehr sagen, weil die Abgüsse der beiden Quadrata nur von der Außenseite zu gewinnen waren; indessen ist es sehr wahrscheinlich, daß sich der hintere Flügel des Pterygoids an das lamellenförmige Quadratum gelegt hat.

Eine derartige Ausbildung des Quadratbeins scheint unter den niedrigen Anomodonten nichts Außergewöhnliches zu sein, denn nach Broilis Beschreibung ist das Quadratbein von *Labidosaurus* durchaus ähnlich geformt (49,56). Danach ist es „mit

einer großen, aber schmalen und in der Mitte stark eingebuchteten Gelenkfläche" versehen und löst sich nach vorne in eine flache Knochenschuppe auf, die sich von außen an den hinteren Flügel des Pterygoids anlegt. BROILI beschreibt neuerdings das Quadratbein eines Pelycosauriers (61,271), das ganz ähnlich ausgebildet ist, aber länglich viereckige Gestalt hat. Auch die Quadratbeine von *Dimetrodon incisivus* und *Embolophorus Dollovianus*, die CASE abbildet (43, Taf. I, Fig. 18 und 51, Fig. 1), aber irrtümlich für das Articulare des Unterkiefers hält, lassen eine ziemlich große Übereinstimmung mit dem von *Stephanospondylus* nicht verkennen. Ähnliches läßt sich auch vom Quadratum von *Naosaurus claviger* sagen.

Die Quadratojugalia sind nicht erhalten.

Von der Schädelunterseite kann man leider kein auch nur einigermaßen genügendes Bild mehr entwerfen; vom Hinterhaupt ist garnichts erhalten, was man mit einiger Sicherheit bestimmen könnte. Daß etwa das Hinterhaupt nur verknorpelt gewesen sei, wie z. B. bei *Archegosaurus*, ist bei der sehr guten Verknöcherung des ganzen Skelets höchst unwahrscheinlich.

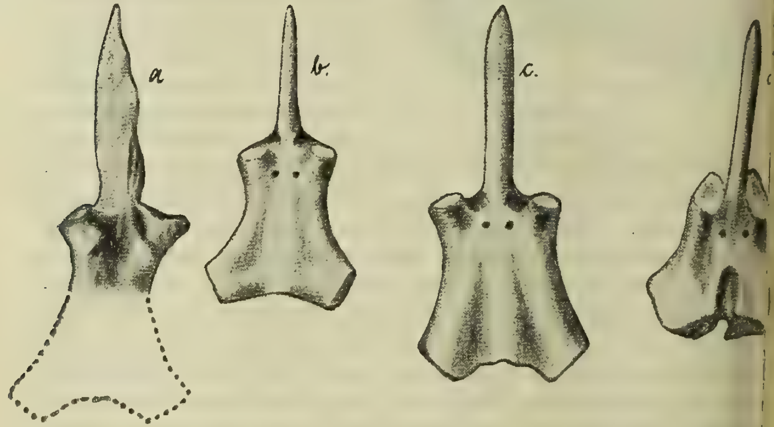


Fig. 4.

Basisphenoide. a von *Stephanospondylus*
b von *Sphenodon punctatus* } (nach CREDNER).
c von *Palaeohatteria longicaudata* }
d von *Dimetrodon* (nach CASE).

Der nächste Knochen der Unterseite, der erhalten ist, ist das Basisphenoid (Fig. 4). Es ist das ein kleiner, massig gebauter Knochen, dessen beide Fortsätze zur Verbindung mit den Pterygoidea, die Processus basipterygoidales, kräftig gebaut und gerundet sind und etwas vorspringen. Die Ansatzstellen selbs

sind abgeplattet und durch eine Kante von dem übrigen Teile der Fortsätze abgegrenzt. Je eine vom Ursprungsorte des Praesphenoids schräg nach außen verlaufende, gut hervortretende Leiste trennt die Fortsätze von dem Hauptteile des Knochens. Nach vorne entsendet das Basisphenoid einen 22 mm langen messerförmigen Fortsatz, das Praesphenoid. Wenn man dieses Keilbein mit dem von *Sphenodon* und *Palaeohatteria* vergleicht, so wird einem sofort die große Ähnlichkeit auffallen. Es erinnert auch sehr an das Basisphenoid von *Dimetrodon*; ob aber auch bei *Stephanospondylus* eine so starke Aushöhlung für die Tuba Eustachii vorhanden war, läßt sich nicht mehr sagen, weil das hinterste Ende fehlt. Die beiden kleinen Foramina für die inneren Carotiden ließen sich nicht auffinden.

Von den Pterygoidea ist nur der vordere Flügel von der rechten Seite erhalten. Es ist dieses eine Knochenplatte, die sich nach vorne stark verbreitert und deren Verknöcherungspunkt da liegt, wo sich der zum Quadratum hinführende Flügel abgezweigt haben dürfte. Der Innenrand ist dick und leistenartig und verläuft vollkommen geradlinig. Vom Verknöcherungspunkte geht eine radiale Gruben- und Leistenskulptur aus; eine kräftigere Leiste zieht sich schräg über die ganze Platte zum Vorderrande hinüber. Da die Ränder zerbrochen sind, so ist der Zusammenhang mit den umliegenden Knochen nicht mehr festzustellen.



Fig. 5. Bezahnter Rand vom Palatinum, von innen.

Die Palatina mögen, falls nicht größere Gaumengruben vorhanden waren, ziemlich breite Knochen gewesen sein. Es findet sich aber nur noch der bezahnte Rand der einen Seite vor. Dieser Rand war — und auch hierin zeigt sich wieder ein Anklang an den Bau von *Sphenodon* und *Palaeohatteria* — so herabgebogen, daß er dem Oberkiefer parallel lief, und trug Zähne. Im Gegensatze zu den Kiefern stehen jedoch hier die Zähne sehr weit (Fig. 5). Sie sind klein, akrodont und besaßen wahrscheinlich wohl auch den Faltenbau. Das ist allerdings nicht mehr nachzuweisen, weil keine Furchung der Zähnchen mehr zu erkennen ist. Der Knochen war dicht mit Körnchen besetzt, die sich in der Hohlform im Gesteine als feine Punktierung zu erkennen geben. Eine Bezahnung der Palatina ist zwar auch von manchen anderen Cotylosauriern bekannt, z. B. von *Pareiasaurus bombidens*. Aber gerade bei diesem weicht sie gänzlich von dem ab, was wir hier bei *Stephanospondylus* sehen; denn die Palatinalzähne sind bei *Pareiasaurus* in Reihen über den

Knochen verteilt, finden sich aber nicht auf einem herabgebogenen Rande (31,318).



Fig. 6. Praevomera. Ni = innere Nasenlöcher.

Die Praevomera (Fig. 6) — dieser Name dürfte vielleicht mit größerem Rechte als die Bezeichnung Vomera für die vordersten Knochen der Gaumenplatte angewendet werden, seit Broom (53.) den Nachweis zu erbringen versucht hat, daß die Vomera der Säugetiere ihr Entsprechendes im Parasphenoid der Reptilien und Stegocephalen haben — die Praevomera sind mit einander verschmolzen und bilden eine kleine, vorn gerundete, spatenförmige Knochenplatte, deren Hinterecken ein wenig ausgezogen sind. Der Verknöcherungspunkt, der im vorderen Viertel gelegen ist, tritt als dicke, wulstige Masse hervor. Von ihm aus erstreckt sich ein schmaler und niedriger, aber sehr deutlicher Kiel nach hinten, der bald anschwillt und sich als kurzer dicker Stiel ein Stückchen über den Hinterrand hinaus fortsetzt. Zwischen diesem Fortsatze und den Hinterecken zeigt sich jederseits ein kleiner, länglich runder Ausschnitt, der vordere Teil der inneren Nasenlöcher, die demnach ziemlich klein waren und darin wohl den äußeren Nasenlöchern entsprachen, die ja auch nicht sehr groß gewesen sein können.

Einen von Geinitz und Deichmüller auf Tafel IV, Fig. 1 pt. (11.) abgebildeten und als Pterygoid gedeuteten Knochen möchte ich lieber als Parasphenoid auffassen. Dieser Knochen, nur ein Bruchstück, ist am hinteren Ende verbreitert und verschmälert sich nach vorne sehr schnell in einen 1 cm breiten Fortsatz, den Processus cultriformis. Vor der Präparation war, wie aus der erwähnten Abbildung hervorgeht, eine Art Skulptur auf dem Knochen vorhanden, die den Rändern parallel verlief.

Der inneren Schädelwandung gehören wahrscheinlich einige Knochen an, die sich, weil sie nur als Bruchstücke vorliegen, nicht mehr deuten lassen. Zwei davon sind große, dünne, langgestreckte Knochenplatten, die sich nach einem Ende hin verbreitern und, wie es durchaus den Anschein hat, hier durchbohrt werden von einem Kanale, der sich als ziemlich breite und tiefe Rinne auf den Knochen entlang zieht und wahrscheinlich einer großen Ader als Lauf gedient hat.

Fig. 7. Epipterygoid?

Der andere Rest ist ein kleiner, dünner, länglicher Knochen, der an der einen Längsseite eine starke, scharf abgesetzte Leiste trägt, die ein wenig eingebogen ist (Fig. 7). Es ist nicht ausgeschlossen, daß hierin ein Rest eines Epipterygoids vorliegt.

Seine Verbindung mit dem Parietale hätten wir uns in dem Falle so vorzustellen wie bei *Sphenodon,* nämlich daß sie am Seitenrande erfolgte, da ja die Unterseite der Parietalia keinerlei Ansatzstellen zeigt.



Fig. 8.
Zahntragende Ränder des Unterkiefers.

Der Unterkiefer ist uns leider in einem Zustande überkommen, der uns nur noch auszusagen erlaubt, daß das Dentale schmal war und eine dicht gedrängte Bezahnung trug, deren Zähne wie die des Oberkiefers von vorn nach hinten etwas zusammengedrückt waren. Für jeden Zahn ist eine viereckige, sehr seichte Grube vorhanden, trotzdem kann man aber die Art der Bezahnung als akrodont bezeichnen. Beide Unterkieferäste zeigen die Aufsatzstellen für

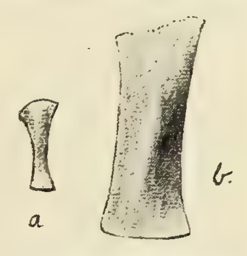


Fig. 9. ? Hyoide.
a von *Palaeohatteria* (nach Credner),
b von *Stephanospondylus.*

15 Zähne, doch mag deren Zahl sehr viel größer gewesen sein. (Fig. 8.)

Einen anderen, im allgemeinen länglich rechteckigen Knochen deute ich als Zungenbein, Hyoid (Fig. 9), denn er hat eine Gestalt, die den Zungenbeinen von *Palaeohatteria* (24,516) ähnlich ist. Baur meint nun allerdings, daß diese Knochen von *Palaeohatteria* ebenso gut die Epipterygoidea sein könnten (28). Indessen ist der vorliegende Knochen verhältnismäßig stark gewölbt, sodaß man wohl weniger daran zu denken hat. Die Längsseiten des Zungenbeins laufen einander parallel; die Enden sind wenig verbreitert und wenig gerundet. Der Verknöcherungspunkt liegt in der Mitte. Die Länge beträgt etwa 3 cm.

Denkt man sich all' diese Schädelknochen zu einem einheitlichen Bilde zusammengefügt, so erhalten wir einen rundlich dreieckigen, geschlossenen, abgeplatteten Kopf mit großen, eirunden Augenhöhlen und wenig hervortretenden Epiotikalecken und mit

einer Skulptur, die auf dem eigentlichen Schädeldache sehr deutlich ausgeprägt ist, nach den Seiten hingegen stetig schwächer wird.

Die Wirbelsäule.

Die Wirbelsäule ist auch nur bruchstückweise erhalten, sodaß sich die Zahl der Wirbel nicht mehr feststellen läßt. Da jedoch Reste der Hals und Rumpfwirbel, die im Abgusse teils die vordere, teils die hintere Seite zeigen, Reste der Sakral- und Schwanzwirbel samt mehreren dazugehörenden Hämapophysen vorliegen, so läßt sich daraus ohne allzu große Schwierigkeit ein Bild vom Bau der Wirbelsäule gewinnen.

Den Halswirbeln lassen sich nur noch zwei mit Sicherheit zuweisen, die aber auch schon zu den letzten gehören dürften. Atlas und Epistropheus waren leider auf den Gesteinsplatten nicht aufzufinden. Der Wirbelkörper des einen Halswirbels ist verdrückt; er ist ursprünglich von kreisrundem Querschnitte gewesen, der annähernd gleiche Höhe und Breite hatte. Auch die Länge entspricht so ziemlich der Höhe (Fig. 10).

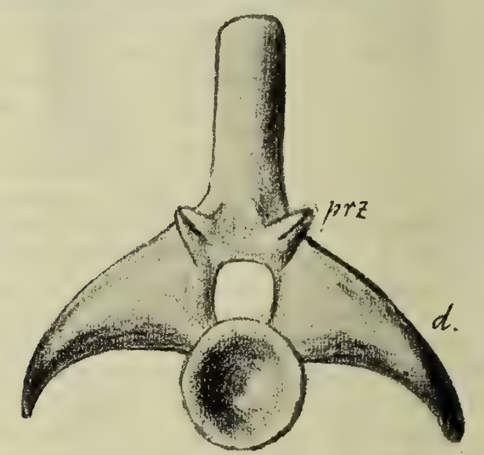


Fig. 10. Halswirbel von vorn.

Der Wirbelkörper ist sehr stark diplocöl. Länge, Breite und Höhe mögen etwa 15 mm betragen haben. Die Einschnürung ist verhältnismäßig gering. Die Ränder des Körpers zeigen an der Innenseite eine wulstige Verdickung; nichtsdestoweniger scheint aber der Außenrand ziemlich scharf zu sein. Betrachtet man den Abguß der Gegenplatte, der die Vorderseite des Wirbels zeigt, so gewinnt es ganz den Anschein, als ob Wirbelkörper und obere Bögen noch nicht verschmolzen seien. Die kräftig

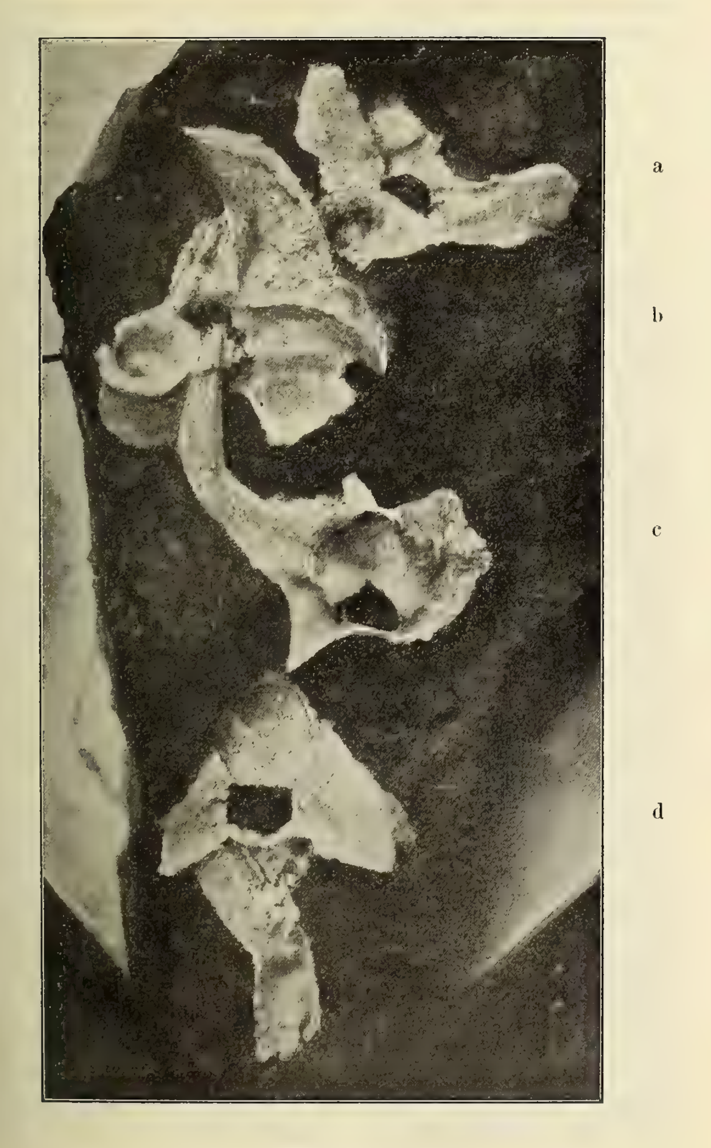


Fig. 11.

Wirbel (Photographie nach einem Gelatineabguß).
a Rumpfwirbel, Vorderseite; b Rumpfwirbel, Rückseite; c Halswirbel mit Rippe; d letzter Hals- oder erster Rumpfwirbel.

entwickelten oberen Bögen tragen unmittelbar über dem Wirbelkörper einen starken rippenartigen Fortsatz, der aber auch am Wirbelkörper noch ansitzt. An dieser Ansatzstelle ist er breit und kräftig, verjüngt sich aber nach seinem abstehenden Ende hin schnell und läuft in eine scharf nach unten umgebogene Spitze aus. Er zeigt eine Art Längsstreifung und ist ungefähr 25 mm lang. Die kleinen 1 cm von einander stehenden Präzygapophysen sind mit schräg nach innen gestellten Gelenkflächen versehen; die Postzygapophysen bilden kleine, schmale, langgestreckte Gelenkflächen, die schräg nach aufwärts gerichtet sind, wenig hervorragen und nicht allzuweit von einander getrennt sind. Das Rückenmarksloch ist hier gerundet; doch ist diese Form vielleicht auf Verdrückung zurückzuführen. Die oberen Bögen bilden einen kräftigen Dornfortsatz von 2,5 cm Länge.

Ein zweiter Halswirbel zeichnet sich dadurch aus, daß er an der linken Seite noch die zugehörige Rippe zeigt (Fig. 11 c). Der etwas verdrückte, stark diplocöle Wirbelkörper läßt an einer Bruchstelle erkennen, daß die Scheidewand zwischen der vorderen und hinteren Höhlung nur sehr geringfügig ist. Die Form des Rückenmarkskanales läßt sich auch hier nicht mehr genau angeben wegen der Verdrückung; sie scheint viereckig gewesen zu sein. Die linke Präzygapophyse (nur diese ist noch erhalten) steigt vom Wirbelkörper ziemlich senkrecht auf und trägt eine schmale, lange Gelenkfläche, die mit dem oberen Rande des Rückenmarksloches einen Winkel von 45° bildet, an dessen oberer Ecke beginnt, nach außen ansteigt und breiter wird. An die Seite des Wirbelkörpers und den untersten Teil des oberen Bogens setzt sich die schon recht kräftige Rippe an, die sich in wohl gerundetem Bogen zunächst nach außen und wenig nach unten wendet, sich dann aber scharf herunterbiegt.

Höchstwahrscheinlich schon zu den Rumpfwirbeln gehört ein Wirbel mit erhaltenem Dornfortsatze, der uns im Abgusse die Vorderseite zeigt (Fig. 11 d). Der Wirbelkörper ist auf die gleiche Art wie die beschriebenen gebildet, nur ist die Einschnürung etwas stärker geworden als bei dem ersten. Querfortsätze sind nicht erhalten. Das Rückenmarksloch ist breiter als hoch und fünfeckig. Die oberen Bögen beginnen hier bereits die Ausbildung anzunehmen, die für dieses Tier und für *Phanerosaurus* so kennzeichnend ist. Die Präzygapophysen steigen schräg nach außen und etwas nach vorn übergeneigt vom Wirbelkörper empor; ihre Gelenkflächen sind schon sehr viel breiter geworden und haben schon eine beinahe wagerechte Lage eingenommen, senken sich aber noch in ihrem inneren Teile zu den oberen Ecken des Rückenmarkskanals hinab. Hinter den

Gelenkflächen steigen die oberen Bögen empor und bilden über dem Rückenmarksloche eine flache dreieckige Grube, worin wieder eine flache dreieckige Erhöhung liegt. Sie gehen in einen kräftigen Dornfortsatz über, der sich nach oben verbreitert, hier aber weggebrochen ist.

Es folgen nun die typischen Rumpfwirbel, deren Körper im allgemeinen weniger lang als hoch und breit und von beiden Seiten so tief ausgehöhlt sind, daß nur noch eine dünne Scheide-

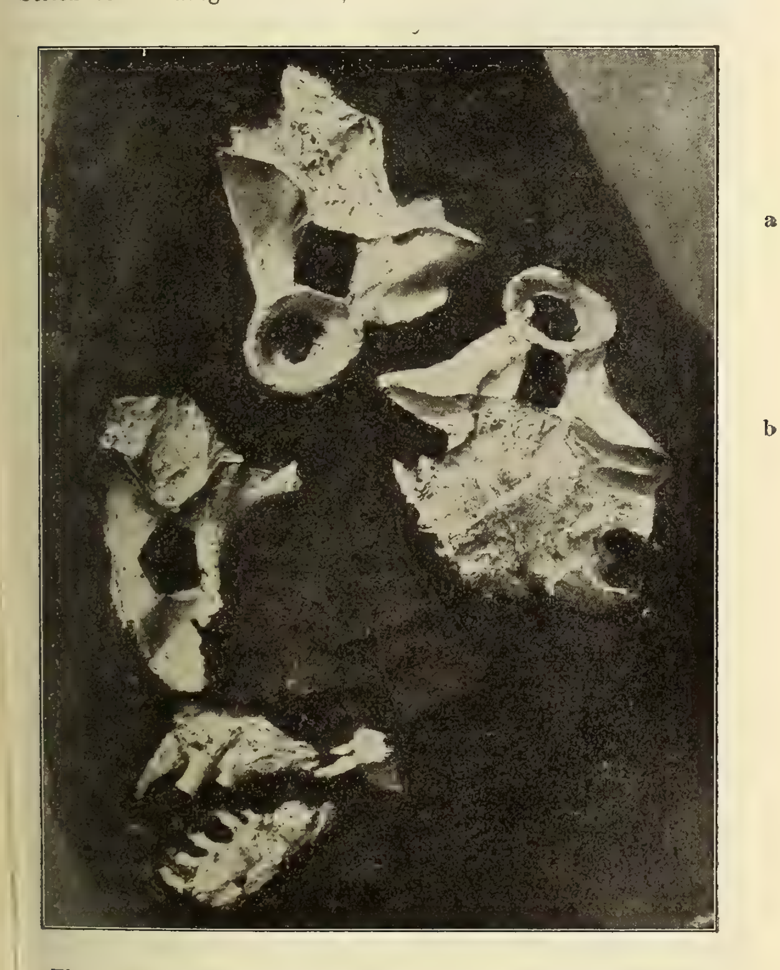


Fig. 12. Rumpfwirbel (Photographie nach einem Gelatineabguß) ab Vorderseite; c Rückseite; d Bruchstücke von Praemaxilla und Maxilla.

wand in der Mitte stehen geblieben ist. Bei den ersten dieser Wirbel (Fig. 11a, 12a) ist der Rückenmarkskanal viereckig, bleibt aber zunächst noch breiter als hoch. Erst bei den weiter hinten gelegenen Rumpfwirbeln tritt eine quadratische Form ein. Auf der Rückseite bewahrt das Rückenmarksloch seine regelmäßig fünfeckige Gestalt.

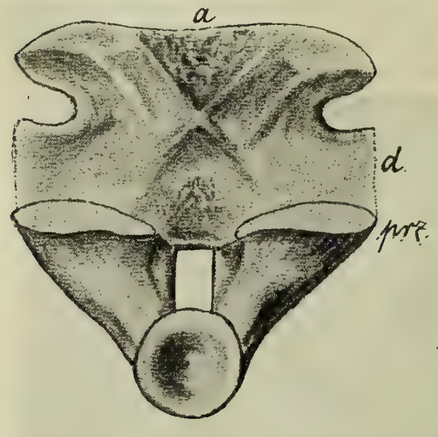


Fig. 13.
Rumpfwirbel, Vorderseite.

Der Aufbau der oberen Bögen wird immer verwickelter. Die vorderen Zygapophysen steigen weniger steil empor (Fig. 13, 12b), entwickeln sich aber immer kräftiger. Die Gelenkflächen werden stetig breiter und nehmen bald in ihrem nach außen gerichteten Teile eine vollständig wagerechte Lage ein, biegen sich aber zunächst noch in ihrem inneren Teile recht energisch nach den oberen Ecken des Rückenmarkskanales hinab. In demselben Maße jedoch wie sich dieses der höheren, quadratischen Form nähert, wird auch diese Herabbiegung sanfter. Wir finden bei den Rumpfwirbeln von *Nothosaurus* in der Ausbildung der Präzygapophysen Verhältnisse, die etwas hieran erinnern, aber doch einfacher sind. Auffallend ähnlich, wenn auch nicht ganz so stark ausgebreitet, sind die Präzygapophysen des zweiten und die Postzygapophysen des ersten Lendenwirbels von *Proneusticosaurus silesiacus* aus dem unteren Muschelkalke, die Volz beschreibt (48,126): „Der vordere Gelenkfortsatz des ersten Lendenwirbels ist mäßig groß und entspricht dem hinteren, etwas vergrößerten Gelenkfortsatz des letzten Brustwirbels. Der hintere Gelenkfortsatz dagegen ist auffallend groß, flügelartig verbreitert und zieht sich bis an den Wirbelkörper hinunter. Dementsprechend ist der vordere Gelenkfortsatz des zweiten Lendenwirbels flügelartig, weit ausspringend, von auffallender Größe.“ — Die vordere Fläche der Präzygapophysen ist rund heraus gewölbt, erfährt aber eine Einsenkung unmittelbar unter der Gelenkfläche, sodaß deren Rand, von unten gesehen, als deutliche, schmale Leiste hervortritt. Eine noch stärkere Einsenkung findet nach dem Rücken-

markskanal hin statt, die, an der unteren Ecke des Loches beginnend, sich nach oben verbreitert und hier begrenzt wird von dem leistenförmigen Rande, der sich von der Gelenkfläche der Präzygapophyse über den Rückenmarkskanal hinwegzieht. Dort, wo die Präzygapophysen vom Wirbelkörper emporsteigen, finden sich zwei Spannleisten, die bald zusammenfließen und als gerundeter Rücken zum Außenrande der Gelenkfläche verlaufen (Fig. 11a; 12a b; 13).

Die Querfortsätze sind hier schon völlig auf die oberen Bögen hinaufgerückt. Sie liegen zunächst so, daß sie bei der Vorderansicht des Wirbels dicht über dem Körper am unteren Ende erscheinen, weit unterhalb der Gelenkflächen der Zygapophysen. Bei den folgenden Wirbeln rücken sie aber empor, sodaß sie schließlich unmittelbar oberhalb der Gelenkfläche erscheinen. (Fig. 13).

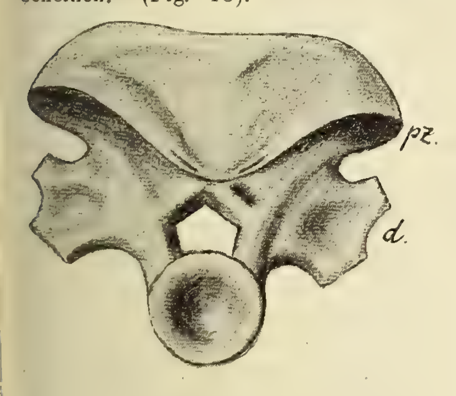


Fig. 14.
Rumpfwirbel, Rückseite.

Die Postzygapophysen zeigen gleichfalls einen sehr merkwürdigen Bau (Fig. 11 b; 12c; 14). Vom Wirbelkörper gehen zwei kräftige, säulenförmige Knochenspangen schräg empor, die in ihrem unteren Teile die seitliche Begrenzung des Rückenmarksloches bilden. Von ihnen zweigt sich nach innen je eine ganz ähnlich gebildete Spange ab, die zusammen die obere Begrenzung dieses Loches bilden, das so seine fünfeckige Gestalt erhält, Wo diese beiden Leisten zusammenstoßen, erhebt sich nach jeder Seite hin die Gelenkfläche der Postzygapophysen. Diese schwingen sich, von einer sehr scharfen Kante begrenzt, bogenförmig nach außen und oben, um dann schnell mit ihrer Gelenkfläche in eine wagerechte Lage überzugehen. Zwischen den beiden Postzygapophysen befindet sich eine dreieckige Grube, deren Spitze über dem Rückenmarksloche liegt und deren seitliche Begrenzungen fast rechtwinklig zu einander verlaufen. Die Bogenteile über den Gelenkflächen wölben sich in scharfer Krümmung herüber auf die Vorderseite und bilden oben über der dreieckigen Grube einen fast geradlinig verlaufenden Rücken, der nur in der Mitte eine kaum merkliche Einsenkung erfährt. Von dieser Einsenkung

zieht sich nun nach der Vorderseite des Wirbels herunter eine sehr deutlich begrenzte, rechtwinklig dreieckige, rauhe Fläche. Wir haben darin die Ansatzstelle für den in der Rumpfgegend wahrscheinlich sehr unbedeutenden, vielleicht sogar nur knorpelig gewesenen Dornfortsatz zu sehen. Die Kanten dieser Ansatzfläche verlängern sich über deren Spitze hinaus, sodaß die Zeichnung eines Kreuzes mit senkrecht aufeinander stehenden Balken entsteht, dessen Mittelpunkt die erhöhte Spitze der dreieckigen Fläche ist. Die nach unten verlaufenden Kanten runden sich schnell ab und ziehen sich als flache Rücken zu den Gelenkflächen der Präzygapophysen hinab. Zwischen ihnen und dem oberen Rande des Rückenmarksloches liegt eine sehr flache, dreieckige Grube. Der gerundete Rücken, der sich von der Gelenkfläche der Postzygapophysen zur Vorderseite herüberwölbt, wird nach unten von einer sehr deutlichen gerundeten Kante begrenzt, die sich in sanftem Bogen über einen großen Teil der Vorderseite hinzieht. Die Querfortsätze sind von diesem obersten Teile des Wirbels durch einen ungefähr parabolischen Einschnitt getrennt.

Die Querfortsätze sind an einigen Rumpfwirbeln mit großer Klarheit zu erkennen. Sie sind plattenförmig verbreitert und setzen sich bei den hinteren Rumpfwirbeln — bei den vorderen sind sie abgebrochen — an die schon erwähnten, säulenförmigen Knochenspangen an, die vom Wirbelkörper zu den Gelenkflächen der Postzygapophysen hinaufführen. Von dieser Spange zweigen sich zwei andere ab, die auseinander weichend die obere und untere Begrenzung der Querfortsätze bilden. Zwischen ihnen ist die Platte zu einer runden, seichten Mulde eingesenkt. Von der Vorderseite gesehen tritt nur die obere Spange hervor; im übrigen erscheint der Querfortsatz hier flächenhaft und schließt sich an die Gelenkfläche der Präzygapophyse an.

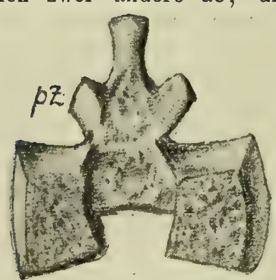


Fig. 15.
Obere Bögen des ersten Sakralwirbels.

Von den Sakralwirbeln haben sich nur die oberen Bögen von zweien vorgefunden (Fig. 15). An den oberen Bögen des ersten Kreuzbeinwirbels zeigt sich, daß diese neben dem augenscheinlich viereckigen Rückenmarksloche je einen im großen und ganzen etwa als würfelartig zu bezeichnenden Querfortsatz bilden, der nach außen wenig verbreitert ist. Die Gelenkflächen für die Sakralrippen verlaufen senkrecht von oben nach unten und sind ein wenig nach außen vorgewölbt. Ihr Abstand von einander

beträgt 3 cm. Die Rückseite des Querfortsatzes hat eine sehr rauhe Fläche, die darauf hinweist, daß eine Verwachsung zwischen diesem und dem folgenden Wirbel vorhanden war. Die ganze Form der Querfortsätze zeigt einige Ähnlichkeit mit denen der Sakralwirbel von *Nothosaurus*, wenn auch im übrigen keine große Übereinstimmung vorhanden ist. Die Präzygapophysen haben ihren zu breiter Ausbildung neigenden Charakter vollständig verloren und ragen als kurze, massige Stümpfe vor mit sehr schräg gestellten, nach innen geneigten Gelenkflächen. Ein wohl ausgebildeter Dornfortsatz von 12 mm Länge erhebt sich darüber. An seiner Vorderseite zeigt sich eine ziemlich tiefe, von oben nach unten verlaufende Furche. Die Postzygapophysen sind noch viel kleiner und haben noch steiler gestellte Gelenkflächen. Zwischen ihnen liegt am Grunde des Dornfortsatzes eine flache Grube. Die oberen Bögen des zweiten Kreuzbeinwirbels sind arg verdrückt. Im wesentlichen ist ihr Bau der gleiche, nur ist der Dornfortsatz sehr viel kräftiger und doppelt so lang als der vorhergehende. Er zeigt an der Vorderseite keine Furche, hingegen ist die Grube am Grunde seiner Rückseite viel stärker ausgebildet. Auch hier haben die etwas kleineren Querfortsätze dieses Wirbels auf der Rückseite rauhe Verwachsungsflächen, sodaß die Möglichkeit gegeben ist, daß noch noch ein dritter Beckenwirbel vorhanden war.

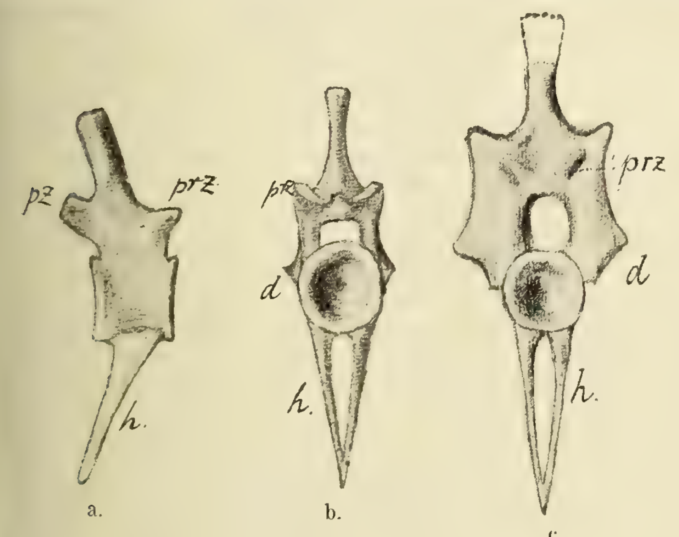


Fig. 16. Schwanzwirbel.
a) von der Seite; b) von vorn; c) von hinten.

Die Verhältnisse dieser Wirbel bei *Pareiasaurus* scheinen einige Ähnlichkeit zu haben, denn bei *P. bombidens* sind nach Seeley (23,) zwei mit einander verwachsene Sakralwirbel vorhanden, von denen allerdings nur der erste zum Tragen des Beckens dienen soll. Desgleichen findet Broom bei *P. serridens* (52.) zwei mit einander verwachsene Kreuzbeinwirbel, die aber beide am Tragen des Hüftbeins beteiligt sind. Etwas anders liegen die Verhältnisse schon bei *P. Baini.* Hier gibt Seeley (31.) vier Kreuzbeinwirbel an, erklärt jedoch nur den zweiten für einen echten, indem er den ersten als Lendenkreuzbeinwirbel (sacro-lumbar), den dritten nnd vierten als Schwanzkreuzbeinwirbel (sacro-caudal) bezeichnet.

Schwanzwirbel sind in ziemlicher Anzahl und verhältnismäßig gutem Zustande erhalten. Sie unterscheiden sich von den Rumpfwirbeln auf den ersten Blick zunächst durch ihre geringere Größe. Die größeren unter ihnen haben einen Wirbelkörper von etwa 1 cm Durchmesser (Fig. 16). Dieser Körper ist stärker eingeschnürt als der der Rumpfwirbel und hat auf seiner etwas verschmälerten Unterseite zwei schwach hervortretende, breit gerundete Längsleisten, zwischen denen eine flache Furche verläuft. Der Umriß des Rückenmarkskanales ist allem Anschein nach viereckig. An den oberen Bögen, die nicht mehr wie bei den Rumpfwirbeln mit dem Wirbelkörper verwachsen, sondern durch Naht damit verbunden sind, fällt gegenüber dem verzwickten Aufbau bei den Rumpfwirbeln die große Einfachheit der Entfaltung auf. Die Bögen verlaufen als kräftige Knochenstücke schräg nach hinten empor und haben an ihrem unteren Ende unmittelbar über der sie vom Wirbelkörper trennenden Naht eine Gelenkfläche für die Rippe. Die Zygapophysen haben keineswegs mehr eine auffallende Größe. Die hinteren ragen ungefähr 4—5 mm wagerecht über den Rückenmarkskanal vor; ihre Gelenkflächen sind unter 45^0 nach außen und unten geneigt. Die Präzygapophysen sind von etwa gleicher Größe und haben etwas weiter auseinanderstehende Gelenkflächen. Während bei den Rumpfwirbeln der Aufbau der oberen Bögen in die Breite und Höhe geht, erstreckt er sich hier in die Länge und nimmt eine Gestalt an, die man vielleicht am besten als parallelepipedisch bezeichnen könnte. Die Schwanzwirbel tragen 1 cm lange, starke, gerade nach oben gerichtete Dornfortsätze. An einigen Wirbeln zeigt es sich, daß der Dornfortsatz an seiner Rückseite in der unteren Hälfte zwei allmählich hervortretende Kanten bekommt, die sich zuletzt schärfer erheben, bis zu den Postzygapophysen verlaufen und so eine dreieckige Grube einschließen, die mit der Vertiefung zwischen den Zygapophysen zusammenhängt. Es entsteht hier

also ein Zygantrum, wie wir es in ähnlicher Ausbildung auch bei Nothosauricrwirbeln wiederfinden. Bei den hinteren Schwanzwirbeln lassen sich keinerlei Ansatzstellen für Rippen mehr feststellen.

Die unteren Bögen oder Hämapophysen sind gut ausgebildet und haben eine Länge von 2 cm. Sie tragen an ihrem oberen Ende eine breite, schräg abgestutzte Ansatzfläche. Falls sie nicht überhaupt nur durch Naht verbunden waren (wie es an einem der Wirbel den Anschein hat), waren sie wohl nur am untersten Ende verschmolzen. An ihrem oberen Ende berührten sich die beiden Teile nicht, wie die erhaltenen Stücke zeigen. Ob das nun aber insgesamt der Fall war, oder ob sie eine ähnliche Reihe von oben geschlossenen bis zu oben offenen Hämapophysen gebildet haben, wie es CREDNER so schön bei *Palaeohatteria* hat nachweisen können (24,501.), muß dahingestellt bleiben.

Hervorzuheben ist, daß sich nirgends Spuren von Interzentren gefunden haben. Es beweist das, daß der Schluß BAURS, sämtliche Reptilien mit diplocölen Wirbeln hätten zwischen allen Wirbeln Interzentren entwickelt, nicht ohne Ausnahme richtig ist. Dieser Mangel an Interzentren, den wir übrigens auch bei *Phanerosaurus* wiederfinden werden, scheint auch bei der allerdings recht unvollkommen bekannten Gattung *Anthodon* vorhanden zu sein; wenigstens hebt LYDEKKER das ausdrücklich hervor (26.).

Eine Vergleichung der Wirbel mit denen von *Labidosaurus* soll erst bei der Besprechung von *Phanerosaurus* erfolgen.

Der Brustschultergürtel.

Vom sogenannten Kehlbrustapparat sind sämtliche fünf Knochen, wenn auch einige nur in zerbrochenem Zustande, erhalten. Davon sollen aber die beiden Cleithra erst bei der Besprechung der Scapula beschrieben werden.

Die mittlere Kehlbrustplatte, Interclavicula oder Episternum (Fig. 17), ist eine recht beträchtliche Knochenplatte von fünfseitigem Umriß. Ob dieses aber die ursprüngliche Gestalt war, wie GEINITZ und DEICHMÜLLER annehmen (11), oder ob sich der Knochen nicht noch nach hinten in eine mehr oder minder lange Spitze fortsetzte, wie es bei den meisten Stegocephalen und manchen Cotylosauriern der Fall ist — ich erinnere an Formen wie bei *Branchiosaurus, Archegosaurus* oder *Seymouria* —, das läßt sich mit vollständiger Gewißheit nicht mehr entscheiden, zumal gerade hier ein Wirrwarr von zerbrochenen Knochen herrscht und auch die Gegenplatte uns im Stiche läßt. Sehr wahrscheinlich war aber die Form wohl rhombisch. Dafür spricht auch der Umstand, daß der Verknöcherungspunkt in der Mittel-

linie der Knochenplatte hinter dem letzten Viertel liegt, dem angeblichen Hinterrande also stark genähert. Zwar finden sich auch fünfseitige Interclaviculae, wie z. B. aus der Darstellung dieses Knochens bei *Diceratosaurus* durch JAEKEL hervorgeht (57), aber hier befindet sich der Verknöcherungspunkt in der Mitte. Die Außenseite, d. h. Bauchseite der Interclavicula trägt eine recht kräftige und grobe, radialstrahlige Skulptur, die aus Gruben und Leisten besteht.

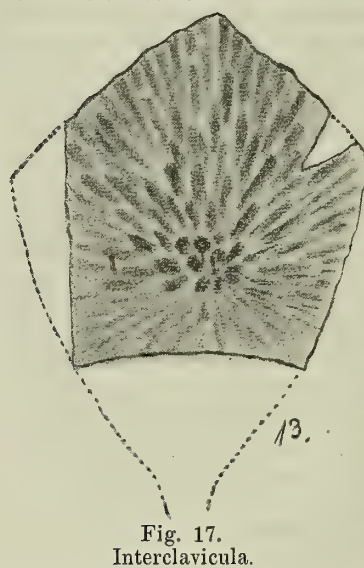


Fig. 17.
Interclavicula.

In dieser rhombischen Form und der mangelnden festen Verbindung mit den beiden seitlichen Kehlbrustplatten dürfen wir wohl mit Recht ein Merkmal niederer Organisation sehen, wie es BROILI auch bei *Seymouria* tut (49); denn diese Gestalt ist typisch für die Stegocephalen, wo wir sie überall vorfinden, während wir bei den meisten Cotylosauriern (soweit diese Skeletteile da überhaupt bekannt sind) den ⊤-förmigen Umriß der Interclavicula wahrnehmen. Die Innenseite zeigt in ihrem mittleren Teile, wie man deutlich auf der Gegenplatte sieht, eine Anzahl von Löchern von der Dicke einer Stecknadel, die nach der Mittellinie zu in den Knochen hineingehen und wohl Blutgefäße aufgenommen haben. Eine Reihe derartiger radial verlaufender Blutgefäßeindrücke hat SEELEY ebenfalls auf der Interclavicula bei *Microgomphodon eumerus* aus der Karrooformation beobachten können (37, 43).

Die beiden seitlichen Kehlbrustplatten, die Claviculae, haben hier ebenfalls jene von den Stegocephalen her bekannte Gestalt einer gerundet dreieckigen Knochenplatte. Die beiden vorliegenden Stücke ergänzen sich einigermaßen. Der Außenrand verläuft ziemlich gerade zu der gerundeten Spitze hin und war ein klein wenig verdickt. Ihm fast parallel zieht sich eine Furche über den Knochen hin, die am Verknöcherungspunkte zu entspringen scheint und sich verflacht, bevor sie den vorderen Teil des Innnerandes erreicht. Auf ihrer Innenseite wird sie von einer scharfen Kante begleitet, die sich aber noch viel früher als die Furche verliert. Der Verknöcherungspunkt liegt der

äußeren Hinterecke genähert; er bildet den Ausgangspunkt der sehr kräftigen Skulptur, die der auf der Interclavicula vollständig gleicht. Der Innenrand der Clavicula ist sanft bogenförmig gerundet. Der Hinterrand scheint gerade gewesen zu sein, und zwar so, daß er von außen schräg nach der Innenseite verlief. Die äußere Hinterecke ist allem Anschein nach nicht in einen derartig langen stielartigen Fortsatz ausgezogen gewesen, wie das bei Cotylosauriern verschiedentlich der Fall ist, beispielsweise bei *Labidosaurus* und *Seymouria*.



Fig. 18.
Rechte Clavicula.

Der primäre Schultergürtel von *Stephanospondylus* ist in allen Teilen wohl ausgebildet, leider aber nicht ebenso gut erhalten. Von der linken Scapula liegt nur noch die hintere Hälfte vor. Diese zeigt uns, daß der Knochen eine Gesamtlänge von $11^1/_2$ cm gehabt hat. Der Hinterrand verläuft in sehr wenig geschwungener Linie bis etwa zur Mitte der Länge des Knochens, wo dieser seine geringste Breite gehabt haben dürfte. Von da ab wendet er sich in scharfem Bogen nach hinten und zieht sich, nachdem er eine Krümmung von der Form eines Halbkreises erlangt hat, zum Unterrande herum, der wohl geradlinig verlaufen ist. Wenig oberhalb der starken Einbiegung erhebt sich eine nach vorn allmählich, nach hinten steil abfallende, kräftige Leiste, die Crista scapulae, die sich schräg nach vorn über den Knochen zur Gegend des Acromions erstreckt. Ob hier ein wirkliches Acromion vorhanden war wie bei *Pareiasaurus* oder ob nur ein Processus procoracoideus zur Verbindung mit dem Procoracoid da war, läßt sich nicht mehr feststellen. Nach Fürbringer (44), soll dieser allerdings bei den tiefsten Theromorphen nicht oder nur wenig entwickelt sein. Die Gelenkfläche für den Oberarm ist groß, aber flach und von dem übrigen Teile der Scapula durch einen Wulst abgesondert. Das ein Foramen coraca-scapulare vorhanden war, geht aus der Form des Procoracoides mit Sicherheit hervor (Fig. 19).

Die Deckknochen der Scapula, die Cleithra (Fig. 19 u. 20), sind ausgezeichnet entwickelt und zugleich gut erhalten. Sie

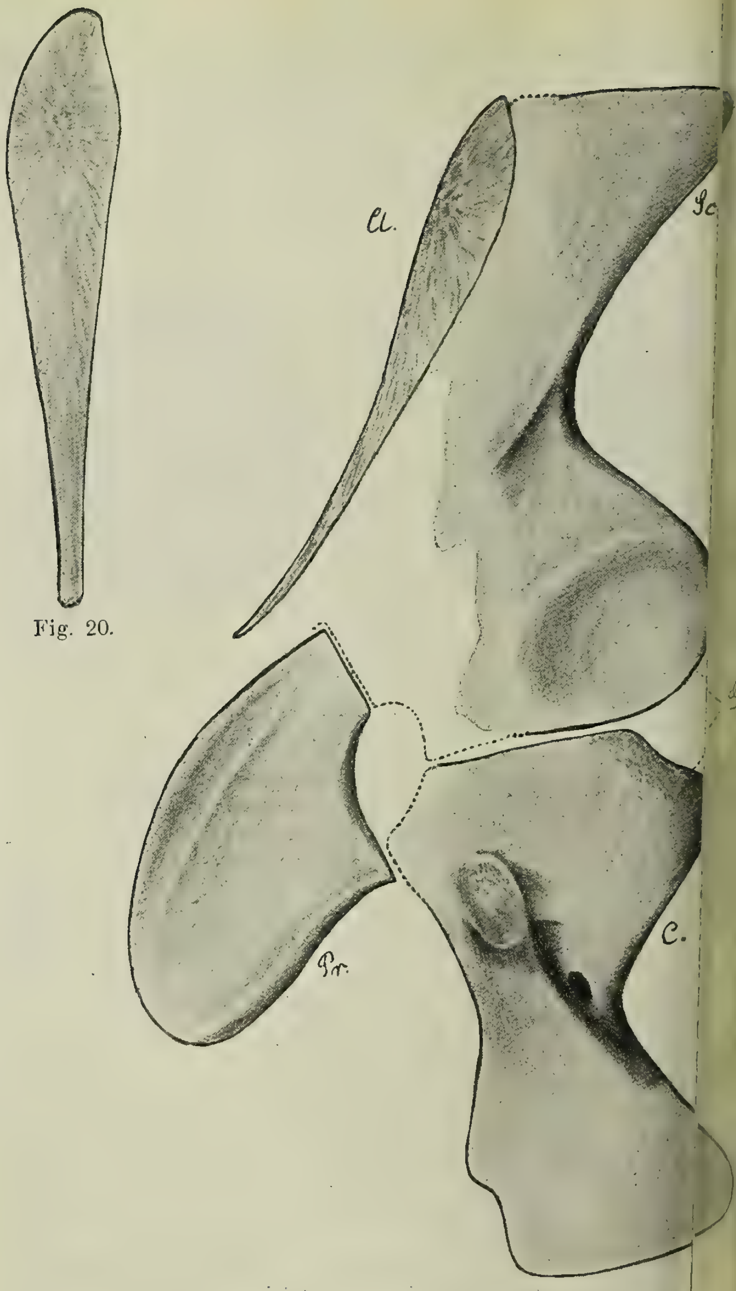


Fig. 20.

Fig. 19.
Linke Hälfte des Schultergürtels. Sc. Scapula, C. Coracoid, Pr. P-coracoid, Cl. Cleithrum, G. Gelenkpfanne. 7/9 n. Gr.

Fig. 20. Cleithrum.

besitzen eine Länge von 10 cm und sind von löffelförmiger Gestalt. Die größte Breite des Cleithrums liegt am Ende des obersten Fünftels. Hier liegt auch der Verknöcherungspunkt, von dem eine radialstrahlige Skulptur ausgeht. Die Cleithra werden eine ziemlich starke Wölbung gehabt haben; sie sind infolgedessen bei der Einbettung in das noch weiche Gestein in der Längsachse eingeknickt worden. Bei der Länge der Cleithra ist es zweifellos, daß sie die Scapula bis zu ihrem oberen Ende bedeckt haben und daß die löffelförmige Verbreiterung dort um den Knochen herumgriff. Entsprechende Verhältnisse finden wir bei *Eryops latus* aus dem Perm von Texas wieder, den Case beschreibt (50). Das Cleithrum dieses Stegocephalen, das augenscheinlich ziemlich viel Ähnlichkeit mit dem von *Sclerocephalus* hat, überdeckte den oberen Teil der Scapula auch schuppenförmig.

Cleithra, die bei den Stegocephalen nichts Auffälliges sind, erscheinen selbst unter so niedrigen Reptilien wie den Cotylosauriern als eine Seltenheit; denn unter diesen sind sie meines Wissens erst bei *Pareiasaurus* und *Seymouria* nachgewiesen. Gegenbaur gibt nun an (36), daß er bei Stören, Crossopterygiern und Dipnoern noch eine Verbindung des Schultergürtels mit dem Schädel mit Hilfe der Cleithren gefunden habe, und scheint geneigt zu sein, auch für die Stegocephalen eine derartige Verbindung anzunehmen auf Grund der knieförmigen Gestalt der Scapula von *Branchiosaurus salamandroides* Fritsch (14) aus der Nürschaner Gaskohle und besonders auf Grund der dorsalen, mehr oder weniger scharf abgesetzten Verbreiterung des Cleithrums, wie sie uns namentlich bei *Sclerocephalus labyrinthicus* Credner (55) von Niederhäßlich entgegentritt. „Das Vorhandensein des Cleithrums und seiner dorsalen Modifikation“, sagt Gegenbaur, „läßt aber mit ziemlicher Sicherheit auf einen solchen, wenn auch nur ligamentösen Zusammenhang schließen und spricht damit das Bestehen eines niederen Zustandes aus, aus welchem sich der Schultergürtel in den höheren Abteilungen befreit hat“. Wenn eine solche Verbindung wirklich noch bei den Stegocephalen vorhanden war, so war sie es sicher nicht mehr bei *Stephanospondylus*, denn bei dem spricht nichts mehr dafür.

Daß die Cleithra ganz typische Hautknochen sind, hat Jaekel schon bei *Diceratosaurus* aus dem produktiven Karbon von Linton in Ohio nachweisen können (57). Hier haben diese Knochen eine fünfeckige und nach vorn zugespitzte Gestalt und sind mit einer sehr groben Maschenskulptur versehen. Bei *Sclerocephalus* ist der dorsale Teil verbreitert und der ventrale lang und schmal geworden; die Skulptur ist viel feiner. Bei dem Reptil *Stephanospondylus* sind die Cleithren löffelförmig und sehr gestreckt; die

Skulptur ist sehr deutlich, aber fein. Bei *Seymouria*, die wohl, wenn nicht gleichalterig, doch nur wenig jünger sein dürfte, sind die Cleithren bereits stabförmig geworden (49), und bei dem triadischen *Pareiasaurus* sind sie schon in eine äußerst innige Verbindung mit den Schlüsselbeinen getreten, wie Seeley gezeigt hat (23). Daraus ergibt sich, daß die Cleithra schon bei den niedrigsten Reptilien in starker Rückbildung begriffen sind und daß diejenigen von *Stephanospondylus* mit ihrem Stegocephalentypus ein Merkmal für dessen niedrige Entwicklungsstufe bilden.



Fig. 21.
Linkes Coracoid von der Innenseite.
$^7/_9$ nat. Gr.

Die Coracoide (Fig. 19 u. 21) sind breite, geschlossene Knochenplatten, deren Länge etwas über 8 cm, deren größte am oberen Rande gelegene Breite 5 cm beträgt. Erhalten sind große Teile beider Coracoide, doch läßt sich nur noch aus den Abgüssen des einen ein annähernd klares Bild gewinnen. Der obere, an die Scapula grenzende Rand verläuft ziemlich geradlinig und ist an der hinteren Ecke abgeschrägt. Hier findet sich eine etwas rauhe Fläche, die den unteren Teil der Gelenkfläche für den Oberarm gebildet hat. Der Hinterrand hat eine symmetrische Einbuchtung, deren beide Schenkel einen Winkel von etwa 120° mit einander bilden. Der Unterrand bildet eine gleichmäßige und sehr sanft geschwungene Linie und biegt sich ebenso gleichmäßig zum Vorderrande um. Dieser weist im untersten Fünftel eine kleine Einbuchtung auf, verläuft danach eine Strecke geradlinig, aber nach innen gewandt, bis der Knochen in der Mitte seine geringste Breitenausdehnung erlangt. Von hier an wird der Verlauf des Vorderrandes fraglich; wahrscheinlich zog er sich unter mäßiger Krümmung zur vorderen, oberen Ecke des Knochens. Auf der Innenseite des Coracoids erhebt sich an der hinteren Hälfte des oberen Randes eine Erhöhung, die nach dem Hinterrande ebenso wie nach dem platten vorderen Teile, nachdem sie eine Kante gebildet hat, abfällt und sich nach der Mitte des Coracoids zu verschmälert, sodaß sie an der schmalsten Stelle

des Knochens bereits zu einem engen Rücken geworden ist, der nach vorn eine scharfe Kante bildet und danach sehr steil abfällt. Von nun an verflacht sich die Erhebung sehr schnell und zwar nach dem Hinterrande schneller als nach dem Vorderrande, sodaß das untere Viertel der Innenseite eine platte Fläche bildet. 1 1/2 cm vom oberen Rande entfernt liegt an der vorderen Kante der Erhöhung das Foramen supracoracoideum. Von der Außenseite des Coracoids ließ sich im Abgusse nur die obere Hälfte gewinnen. Etwa 1 1/2 cm vom Oberrande entfernt, erhebt sich am vorderen Rande ziemlich unvermittelt eine dicke kräftige Leiste, die zum Vorderrande allmählich, nach hinten dagegen senkrecht abfällt, bis die Mitte des Knochens erreicht wird. Am Beginne dieser Leiste liegt eine breite, länglich runde, rauhe Fläche. Wahrscheinlich hat sich hier der Musculus supracoracoideus angeheftet, der von dort zum Oberarm verläuft, um nach Fürbringer „an dem proximalen Teile des Processus lateralis mit kräftiger, sehnig muskulöser Insertion zu enden.“ (44.). Der Hinterrand des Coracoids, der sich allmählich zu einer Leiste verdickt hat, tritt in der Mitte des Knochens an die Hauptleiste heran, und von jetzt an wird auch deren Abfall zum Hinterrande sanfter. In dem Winkel, wo die erwähnten Leisten zusammenstoßen, liegt das Loch für den Nervus supracoracoideus.

Die Procoracoide sind große, gerundet dreieckige Knochenplatten, deren Erhaltungszustand zu wünschen übrig läßt (Fig. 19). Die obere an die Scapula stoßende Ecke ist rechtwinklig; die Grenzen dieser Ecke verlaufen nach vorne und nach unten auf eine gleiche Strecke gerade. Dann biegt sich der Oberrand schnell herab und geht mit breiter Rundung in den geschweiften Unterrand über. Der Hinterrand biegt sich dagegen bald nach innen ein und zieht sich dann zur zugespitzten Hinterecke. Längs dem Oberrande verläuft eine breite Furche, die von dem etwas aufgewulsteten Rande und auf der Innenseite von einer niedrigen Leiste begrenzt wird. Der Verknöcherungspunkt liegt wahrscheinlich sehr nahe der Mitte des Hinterrandes.

Diese Anwesenheit des Procoracoides als eines gesonderten Knochens ist das Gewöhnliche bei den Anomodontiern und muß als ein Merkmal niedriger Organisation aufgefaßt werden, weil es bei höheren Formen nur ausnahmsweise auftritt, bei den Nothosauriern z. B., wie von Huene nachzuweisen gesucht hat, in knorpeliger Ausbildung (46.).

Für die Urwüchsigkeit von *Stephanospondylus* dürfte ferner der Umstand sprechen, daß alle Knochen des Schultergürtels ziemlich groß entwickelt sind und noch keine besondere Tätigkeit beeinflussend auf sie eingewirkt hat, während nach Jaekel (47.)

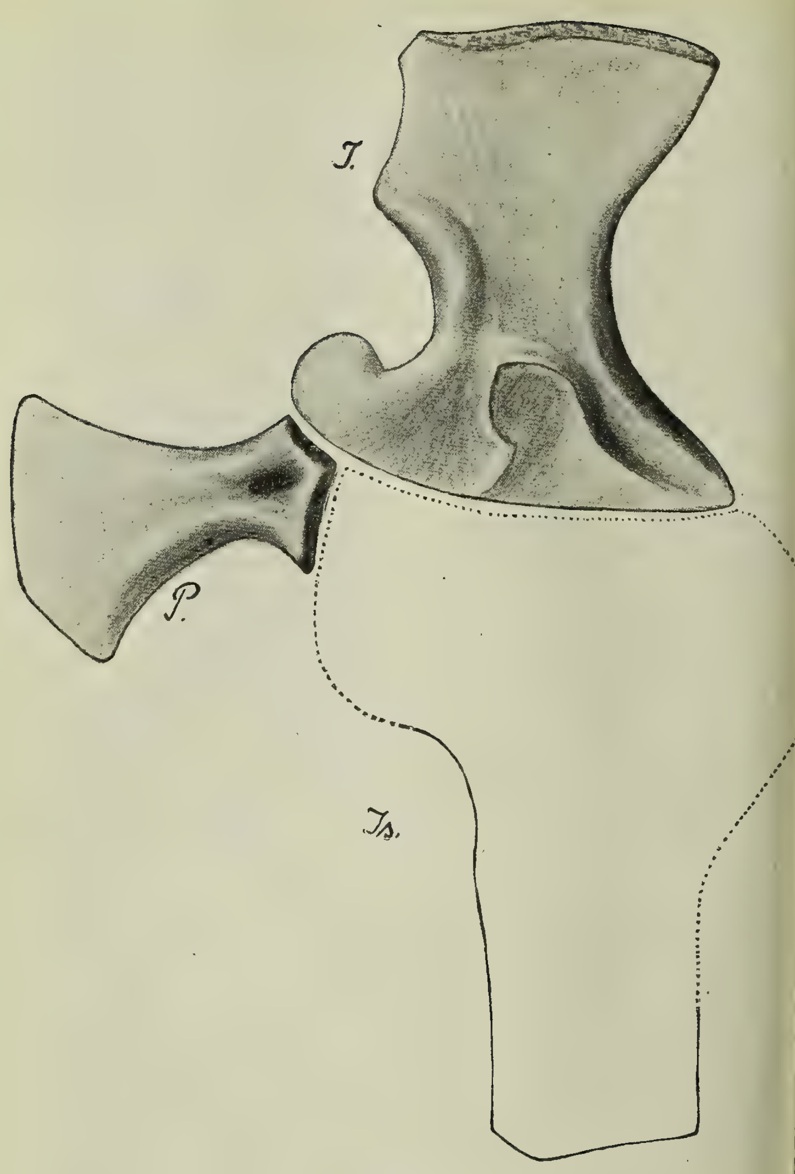


Fig. 22.
Linke Beckenhälfte. I. Ileum. Is. Ischium. P. Pubis
Wenig verkleinert.

bei Tieren mit springender Lebensweise Scapula und Suprascapula gut ausgebildet sind, die bauchständigen Teile, Coracoid und Procoracoid, dagegen verkümmern, bei Schwimmern aber das umgekehrte Verhältnis eintritt.

Ein primäres Brustbein ist auf den Gesteinsplatten nicht aufzufinden. Fürbringer hat die Vermutung ausgesprochen, daß bei den tieferen Theromorphen nur ein knorpeliges Brustbein vorhanden war (44); so wahrscheinlich auch hier.

Das Becken.

Das Becken ist sehr gut verknöchert und teilweise auch sehr gut erhalten. Das Hüftbein, Darmbein oder Ileum (Fig. 22) ist ein breiter, flacher Knochen. Der Oberrand, der 4 cm lang ist, verläuft von der Vorderecke in mäßig nach außen gekrümmtem Bogen zur Hinterecke, wo er sich recht scharf zum Hinterrande umbiegt. Dieser beschreibt eine Kurve nach innen und schwenkt mit sehr starker Krümmung um die lang ausgezogene untere Hinterecke herum in den beinahe geradlinig verlaufenden, 6 cm langen Unterrand. Die untere Vorderecke ist halbkreisförmig; darauf folgt ein tiefer Ausschnitt, der von einer dicken, wulstartigen Kante begleitet wird und bis zu einer Ecke geht, die 2,5 cm unterhalb der oberen Vorderecke liegt und deutlich hervortritt. Zwischen den beiden Ecken ist der Rand dann nur noch wenig eingebuchtet. Unter- und Oberrand sind etwas verdickt und rauh zum Ansatze für das Sitzbein und die Sakralrippen. Unterhalb der schmalsten Stelle des Darmbeines befindet sich die Gelenkpfanne für den Oberschenkel. Sie wird namentlich von oben her durch einen sehr kräftigen Knochenwulst begrenzt, der sich vorn um die flache, länglich runde Vertiefung herumzieht, plötzlich im rechten Winkel herumschwenkt und zum Unterrande verläuft. Am Hinterrande der Hüftpfanne wird der begrenzende Wulst gleichfalls allmählich schwächer und erlischt, indem er sich in die ausgezogene Hinterecke hineinzieht. Da nun unterhalb der schmalsten Stelle des Hüftbeins der Hinterrand zu einer mit scharfer Kante versehenen Leiste verdickt wird, so befindet sich zwischen dieser und der Begrenzung der Hüftpfanne eine lange, schmale, etwa löffelförmige Einsenkung, die an der Hinterecke verschwindet. Ein ganz ähnlicher, wulstförmiger Rücken, zum Ansatze von Muskulatur dienend, wird von Broom bei *Pareiasaurus serridens* und *P. Baini* beschrieben (52). Auch Seeley bildet von dem ebenfalls aus der Karrooformation stammenden *Phocosaurus*[1]) einen noch viel kräftigeren

---

[1]) Lydekker bezieht die von *Phocosaurus megischion* Seeley bekannten Stücke auf *Tapinocephalus Atherstoni* Owen. (26,88).

Knochenkamm über der Hüftpfanne ab, der aber nicht die gleiche Längenausdehnung besitzt. Auf der Innenseite der Ilea wird der ganze obere Teil von einer sehr seichten Mulde eingenommen. — Erhalten sind beide Ilea.

Eine gewisse Ähnlichkeit dieser Ilea mit denen von *Labidosaurus* und *Embolophorus* ist nicht zu verkennen. Über der Verschmälerung in der Mitte dieser Knochen findet bei diesen Tieren nämlich auch eine flügelartige Verbreiterung statt, die namentlich nach hinten lang ausgezogen ist, während die Abstutzung der Vorderseite bei *Labidosaurus* weniger gut hervortritt als bei *Embolophorus*. Allerdings sind bei diesen beiden Gattungen die Ilea mit den übrigen Beckenknochen verwachsen.

Von den Schambeinen, Pubes, ist nur noch das rechte vorhanden, das eine beilförmige Gestalt und eine Länge von $4^1/_2$ cm besitzt (Fig. 22). Die Gelenkflächen zur Verbindung mit den anderen beiden Beckenknochen sind schräg abgestutzt und bilden einen Winkel von etwa 100^0 mit einander. Die an das Ischium stoßende Fläche ist doppelt so lang als die andere. In dem Winkel liegt das Foramen obturatorium. Der Vorderrand ist sacht nach innen ausgebuchtet, der Innen- oder Hinterrand aber zunächst stärker, um dann einen geraderen Verlauf zu nehmen. Der Rand, in dem die beiden Schambeine zusammenstießen, ist gerade bis auf das hinterste Viertel, das etwas zurückgebogen ist. Der verbreiterte Teil des Knochens ist abgeplattet. An der Bildung der Gelenkpfanne haben die Pubes augenscheinlich nicht teilgenommen.

Das Sitzbein, Ischium, — nur eines liegt noch vor — ist derartig schlecht erhalten, daß man aus dem Abgusse und aus der von Geinitz und Deichmüller auf Tafel V (11) gegebenen Abbildung (wo es allerdings als Coracoid bezeichnet ist) nicht einmal mehr die Umrisse mit vollständiger Sicherheit gewinnen kann. Wieweit das Ischium an der Bildung der Gelenkpfanne beteiligt war, entzieht sich daher unserer Kenntnis. Aber es ist auch nicht mit Gewißheit zu sagen, ob der größere, ausgebreitete Teil derart an das Ileum grenzte, daß der lang gestreckte, am Ende breit abgestutzte Teil mit dem entsprechenden Stücke der anderen Seite in einer Symphyse zusammenstieß. Diese Annahme hält Herr Professor Jaekel, wie er mir bei einer gelegentlichen Erörterung dieses durchaus zweifelhaften Punktes mitteilte, für wahrscheinlicher, wozu ihn die Ähnlichkeit dieses Ischiums mit dem von *Datheosaurus macrourus* Schröder (63) veranlaßt, der sich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin befindet. Für diese Ansicht würde noch der Umstand in die Wagschale fallen, daß bei vielen Cotylosauriern und anderen niedrigen Reptilien eine derartig breite Symphys

der Sitzbeine vorhanden ist. Immerhin scheint mir aber die Möglichkeit nicht ganz ausgeschlossen, daß Ileum und Ischium derart verbunden waren, daß der breite, stielartige Fortsatz mit dem des anderen Ischiums mit seinem abgestutzten Ende in Berührung trat (Fig. 22) und ein Verhältnis entstand, wie es etwa bei *Belodon* oder *Staganolepis* vorliegt (46,58).

Die Vordergliedmaßen.

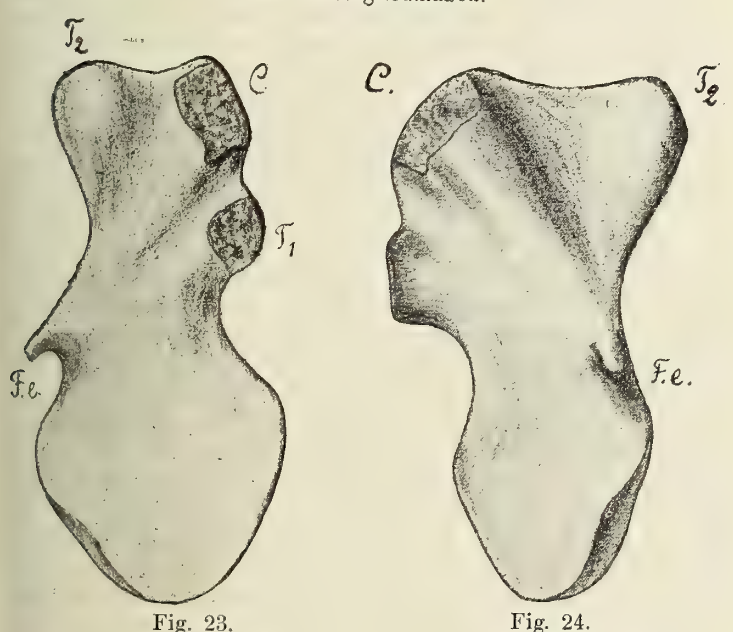


Fig. 23. Humerus. Fig. 24. Humerus.
C Capitulum, T_1 Tuberculum minus, T_2 Tuberculum majus, F. e. Foramen entepicondyloideum.

Der Oberarm (Fig. 23, 24) ist ein stämmiger und kurzer Knochen von $6^1/_2$ cm Länge und an seinen beiden Enden verbreitert. Das untere Ende war gegen das obere um einen gewissen Betrag gedreht, wie bei *Pareiasaurus* oder *Labidosaurus*; doch scheint die Drehung nicht so groß gewesen zu sein. Die Bildung eines eigentlichen Gelenkkopfes findet nicht statt, sondern das Capitulum besteht aus einer reichlich 1 qcm großen, rauhen Fläche, worauf vielleicht noch ein knorpeliger Gelenkkopf gesessen haben mag. Dicht neben dem Capitulum, aber etwas tiefer und von ihm durch eine kurze, aber tiefe und breite Furche getrennt, liegt das gleicherweise als eine rauhe Fläche, jedoch von länglich runder Form, ausgebildete Tuberculum minus.

Doppelt so weit vom Capitulum entfernt und von ihm durch eine seichte Einbuchtung des Oberrandes und durch eine breitere, aber flachere Furche gesondert, findet sich das Tuberculum majus, das als eine etwas eingesenkte und ziemlich glatte Fläche auf einem weniger stark hervortretenden Fortsatze liegt. Diese Fortsätze, auf denen die Ansatzstellen für die Gelenkung oder für die Muskulatur gelegen sind, machen sich auf dem verbreiterten oberen Teile des Oberarmes noch weiter bemerkbar als breite, gerundete Leisten, die etwas unterhalb der Mitte des Knochens zusammenlaufen und einen kurzen und breiten, aber sehr kräftigen, abgestumpften Zapfen bilden. Denkt man sich nun den breitgedrückten Humerus in seiner ursprünglichen Form, d. h. das untere Ende um das obere gedreht, so kommt dieser Zapfen auf die ulnare Kante zu liegen. Wir haben dann in diesem Zapfen den Rest der schmalen Knochenbrücke zu sehen, die das Foramen entepicondyloideum umgrenzt. Nun bildet Gaudry (25) am Oberarme von *Euchirosaurus Rochei* aus dem Perm von Autun einen unteren und einen oberen Zapfen ab als die Reste dieser Knochenbrücke, die möglicherweise noch so in Zusammenhang gewesen sind wie bei *Stereorhachis dominans* von demselben Orte. Von einem solchen unteren Zapfen ist aber am Oberarme von *Stephanospondylus* nichts mehr mit Sicherheit zu erkennen, obschon es wahrscheinlich ist, daß der obere Zapfen zum mindesten etwas länger war, da er an seinem Ende eine rauhe, unebene, wohl als Bruchstelle zu deutende Fläche hat. Es ist nun aber auch nicht ausgeschlossen, daß dieser zum Durchtritt des Nervus medianus und der Arteria brachialis dienende Kanal hier bereits im Schwinden begriffen war, entweder so, daß er nur noch durch diese Ausrandung (échancrure Dollos [19.]) angedeutet war, oder daß ihn eine Ligamentbrücke umschloß. Dollo gibt in seiner Studie über den Oberarm (19.) die Ansicht Ruges wieder über dieses Schwinden. Danach habe namentlich bei den Tieren, bei deren Oberarm der untere Teil um den oberen gedreht war, das Pulsieren der genannten Arterie, die aus ihrem ursprünglichen Laufe abgelenkt worden sei, gegen die Knochenbrücke deren allmähliche Rückbildung veranlaßt.

Unterhalb vom Tuberculum majus und von diesem ausgehend bemerkt man einen breiten, sich schnell verschmälernden Wulst, der sich bis etwas über die halbe Länge des Knochens hinabzieht. Wir dürfen darin wohl mit Recht die Crista deltoidea sehen. Die Kondylen am unteren Ende des Knochens treten sehr wenig hervor. Die Gelenkfläche für den Radius ist länglich und verhältnismäßig wenig ausgehöhlt, bei weitem stärker ist es die für die Ulna. Beide Gelenkflächen sind ungefähr gleich lang

und ihre Längsachsen bilden mit einander einen nahezu rechten Winkel. Im übrigen ist der untere Teil des Oberarmes, verglichen mit dem oberen Teile, stärker abgeplattet.

Wenn man den Oberarm von *Stephanospondylus* mit denen anderer Cotylosaurier vergleicht, z. B. mit dem von *Pareiasaurus,* so fällt es sofort auf, daß bei letzterem weder das Capitulum noch das Tuberculum majus und minus so hervortreten und an deren Stelle eine ziemlich gleichmäßige, gerundete, schmale Fläche tritt. Tuberculum majus und minus sind als rauhe Fläche entwickelt (ulnar und radial tuberosity Owens). Die Crista deltoidea ist viel kräftiger ausgebildet als bei *Stephanospondylus* und endet in einer deutlich hervortretenden Ecke. Auch ist die ganze obere Fläche nicht von den dicken, breiten Leisten durchzogen. sondern etwas ausgehöhlt. Das untere Ende zeigt zwei deutliche Gelenkhöcker — wie das namentlich aus der Abbildung Brooms sehr klar hervorgeht (52) —, die wir bei *Stephanospondylus* in der Deutlickeit vermissen. Auch vom Oberarm von *Labidosaurus* unterscheidet sich der von *Stephanospondylus* sehr, da nämlich bei jenem der obere Teil flach und der Beginn der Crista deltoidea durch eine deutliche, knopfförmige Erhöhung bezeichnet ist. Auch ist der untere Teil des Knochens bei *Labidosaurus* sehr viel breiter und besitzt ganz anders entwickelte Gelenkflächen (49.). Etwas mehr Ähnlichkeit zeigt schon der Oberarm von *Pariotichus,* da hier wenigstens schon ein recht deutlich abgesetztes Tuberculum auftritt; dagegen neigt die Ausbildung der Gelenkflächen für Radius und Ulna mehr zu *Pareiasaurus* und *Labidosaurus* hin. Bei *Euchirosaurus Rochei* ist der obere Teil des Humerus im Gegensatze zu *Stephanospondylus* wieder halbkreisförmig und ohne die Gelenkfortsätze ausgebildet, zeigt auch einen starken Vorsprung am unteren Ende der Crista deltoidea. Auf eine mögliche Übereinstimmung in der Begrenzung des Foramen entepicondyloideum wurde schon hingewiesen. Der Oberarm von *Stereorhachis dominans* unterscheidet sich durch die außerordentliche Verbreitung seines unteren Teiles und durch die vollständige Überbrückung des Foramen entepicondyloideum, die wir übrigens auch bei *Pareiasaurus* und *Labidosauruz* finden. Der Oberarm von *Sclerosaurus armatus* H. v. Meyer (= *Labyrinthodum Rütimeyeri* Wiedersheim [46.]) erinnert mehr an den von *Pareiasaurus* als an den von *Stephanospondylus,* von dem er sich namentlich durch die ungemein starke Verbreitung seines unteren Teiles unterscheidet.

Der Radius ist ein an beiden Enden verbreiterter Knochen von nicht ganz 5 cm Länge. Er ist sowie die Ulna und die Knochen des Unterschenkels ursprünglich rund und hohl gewesen,

aber jetzt flach zusammengepreßt (Fig. 25). Die Gelenkflächen sind gerade. Einige Ähnlichkeit im Umriß mit dem Radius von *Pareiasaurus serridens* läßt sich nicht verkennen.

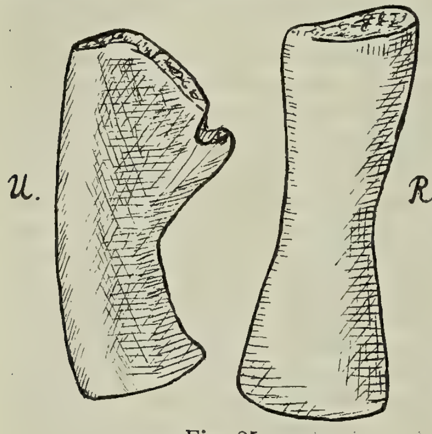


Fig. 25.
R. Radius, U. Ullna.

Die Ulna ist nur sehr wenig kürzer und gleichfalls an beiden Enden verbreitert (Fig. 25). Der dem Radius zugewandte Rand ist stark eingebuchtet, der entgegengesetzte Rand nur schwach gekrümmt. Am oberen Ende findet sich ein kurzer Fortsatz. Die obere Gelenkfläche steigt nach hinten an, um sich dann wieder etwas zu senken; sie paßt gut in die Gelenkhöhle an der ulnaren Seite des Oberarmes. Wir dürfen darin wohl das Olecranon sehen. Die Gelenkfläche am unteren Ende der Ulna ist ziemlich gerade.

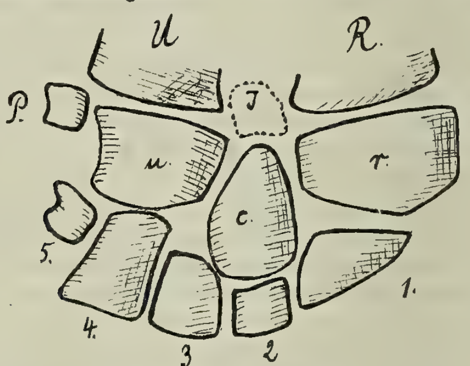


Fig. 26. Handwurzel.
U. Ulna, R. Radius, J. Intermedium, u. Ulnare, r. Radiale, c. Centrale, P. Pisiforme. 1—5 Carpalia.

Die Handwurzel, Carpus, läßt sich ziemlich vollständig zusammenstellen aus einer Reihe zerstreuter Knöchelchen, der ich folgende Deutung gebe. Ein größeres, gerundet viereckiges Stück, dessen längere Seiten etwas nach außen gerundet sind, während die eine kürzere Seite eingebuchtet ist, dürfte das Ulnare sein (Fig. 26). In einem zweiten, etwas längeren, aber

nicht ganz so breiten und unregelmäßig fünfeckigen Knochen hätten wir dann das Radiale zu sehen. Ein drittes, dem Ulnare ähnliches Stück deute ich als Centrale. Es ist zwar nicht ausgeschlossen, daß es das Intermedium ist, aber es scheint mir, daß es sich als Centrale besser einfügen läßt. Wir müßten dann annehmen, daß entweder kein Intermedium vorhanden war oder, was sehr viel wahrscheinlicher ist, daß es nicht mehr erhalten ist. Ein winziges, viereckiges Knöchelchen von $1/2$ qcm Größe möchte ich für das Pisiforme halten. Es bleiben dann noch fünf Stücke übrig, die Carpalia 1 bis 5. Das erste Carpale ist gerundet dreieckig, das zweite verhältnismäßig klein und viereckig, das dritte ist wieder größer und ungefähr trapezförmig, das vierte erreicht eine beträchtliche Größe und hat eine längliche Form, das fünfte ist wieder recht klein und mit einem Einschnitte versehen. Wir haben also, wenn diese Deutung richtig ist und ein Intermedium vorhanden war, zehn Handwurzelknochen, ein urwüchsiges Verhältnis, das wir ja auch bei einem auf niedriger Entwickelungsstufe stehenden Tiere erwarten müssen. Darin liegt ein Anklang an die Ausbildung der Handwurzel von *Sphenodon*, der sich auch zehn Handwurzelknochen bis heute bewahrt hat. Ob auch im Verhalten des Centrale irgend welche Übereinstimmung zwischen *Stephanospondylus* und *Sphenodon*, der zwei Centralia besitzt, vorhanden war, läßt sich natürlich nicht mehr entscheiden. Überdies „scheinen die beiden Centralia von individuellem Vorkommen zu sein, da ihre Stelle auch durch ein einziges vertreten sein kann." (41.) Eine Vergleichung dieser Skeletteile mit den entsprechenden von anderen Cotylosauriern und Pelycosauriern läßt sich wegen der mangelnden Kenntnis dieser Glieder im allgemeinen nicht gut vornehmen. Ziemlich ähnlich sind die Verhältnisse in der Handwurzel bei *Procolophon* gestaltet (54.). Hier finden wir auch ein langgestrecktes Radiale, ein großes Ulnare und Centrale, und in der Reihe der Carpalia, deren allerdings nur vier vorhanden sind, sind das erste und das [v]erte die größten.



Fig. 27.
a) Calcaneus; b, d) Phalangen; c) Metatarsale; e) Klauenglieder.

Von der Mittelhand, desgleichen auch vom Mittelfuß (Fig. 27c), ist nur recht wenig erhalten. Metacarpalia und Metatarsalia sind gestreckt und zeigen die Sanduhrform.

Die Phalangen sind größtenteils nicht mehr erhalten. Diejenigen, die sich an die Mittelhand- oder Mittelfußknochen anschließen, sind an ihrem oberen Ende stärker ausgebreitet als am unteren (Fig. 27 bd). Ein solches, offenbar zum Fuße gehöriges Knöchelchen zeigt an diesem verbreiterten Ende eine Durchbohrung, die wohl einem Blutgefäße oder einem Nerven zum Durchtritt gedient haben mag. Die übrigen Phalangen haben dieselbe Gestalt, wie die Metacarpalia, nur kleiner, sind oben und unten abgestutzt und in der Mitte eingeschnürt. Hierher gehört auch der einzige, unverdrückt erhaltene Knochen von *Stephanospondylus.* Zwei kleine dreikantige Knöchelchen, die sich auf der einen Platte gefunden haben, dürften Klauenglieder sein.

Die Hintergliedmaßen.



Fig. 28.
Oberschenkel. T. Trochanter.

Von den hinteren Gliedmaßen liegen beide Oberschenkel vor; der eine befindet sich allerdings in einem derartig zerdrückten Zustande, daß nicht einmal seine Umrisse wiedergegeben werden können. Außerdem liegen Tibia und Fibula vor, aber auch breit gedrückt.

Der Oberschenkel (Fig. 28) ist ein stämmiger Knochen von $9^1/_2$ cm Länge. Der Gelenkkopf wird wahrscheinlich so ausgebildet gewesen sein wie bei *Labidosaurus,* als eine etwas ausgehöhlte, dicke und oben gerundete Platte. Wegen der starken Zerstörung ist jedoch keine volle Sicherheit mehr darüber zu erlangen. Unter dem Gelenkkopf, der etwas vom Schafte abgeschnürt zu sein scheint, befindet sich ein recht kräftiger, zapfenförmiger Trochanter. Der Schaft des

Knochens, der hohl war, verbreitert sich nach unten etwas. Die Gelenkflächen für Tibia und Fibula weichen in ihrer Richtung nur um einen geringen Betrag von einander ab; diejenige für die Tibia ist die größere.

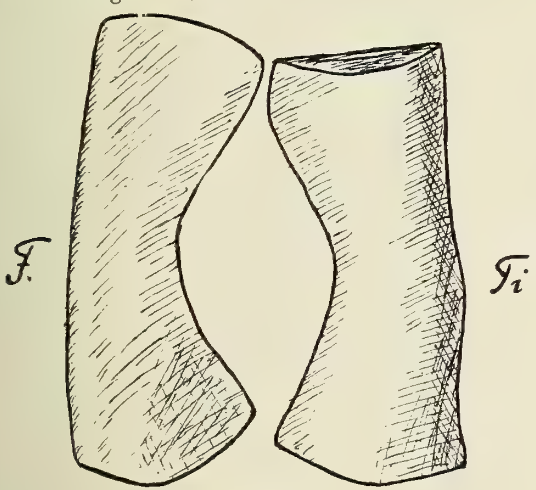


Fig. 29.
Ti Tibia; F. Fibula.

Die Tibia (Fig. 29) ist 5 cm lang und hat an ihrem oberen Ende eine schwach ausgehöhlte Gelenkfläche. Beinahe rechtwinklig dazu befindet sich, dem Wadenbeine zugewandt, eine Ansatzfläche, wodurch eine festere Verbindung mit diesem hergestellt wurde. Der Außenrand verläuft fast ganz gerade, der Innenrand ist dagegen sanft eingebogen. Das untere Ende ist ähnlich verbreitert, wie bei Oberschenkel, auch die Gelenkflächen für die Fußwurzelknochen sind ähnlich gebildet, aber beide gleich lang. Eine ziemlich starke Crista ist vorhanden, und diese zusammen mit der Ausbildungsweise der Gelenkflächen am unteren Ende erzeugt einige Ähnlichkeit mit dem Schienbein von *Sclerocephalus* (55.), obwohl dieses in der Mitte viel stärker eingeschnürt ist, und mit den Tibien aus dem Schaumkalk von Freyburg a. U., die von Huene abbildet und die er seinem *Eurycervix postumus* zuzuschreiben geneigt scheint (46.).

Die Fibula (Fig. 29) übertrifft die Tibia etwas an Länge und hat am oberen Ende eine etwas erhabene Gelenkfläche. Die Ansatzstellen für die Fußwurzel sind steiler gestellt als an der Tibia, gehen aber mit sanfter Rundung in einander über. Die äußere Gelenkfläche ist nur halb so lang wie die innere. Der Innenrand der Fibula ist stark eingebogen, der Außenrand

fast gerade. Auch die Fibula ist der von *Sclerocephalus* in ihrer Einkrümmung des Innenrandes und namentlich in der Ausbildung der unteren Gelenkflächen sehr ähnlich, auch insofern, als sich diese in ein äußeres flaches und ein inneres stark verdicktes Feld gliedern. Die von von Huene gezeichnete Fibula aus dem Freyburger Schaumkalk ist etwas schlanker, auch tritt hier eine Ecke in der Mitte des Außenrandes mehr hervor.

Von der Fußwurzel, dem Tarsus, ist nur ein einziger Knochen erhalten, den man hierhin rechnen kann. Er liegt auf der einen Platte in unmittelbarer Nähe des Oberschenkels und ist groß und gerundet dreieckig. Ich deute ihn als Calcaneus oder Fersenbein (Fig. 27 a). Aus der Größe dieses Knochens dürfte sich vielleicht die Vermutung rechtfertigen lassen, daß schon andere Tarsalia mit ihm verschmolzen seien, zum mindesten das Intermedium, das nach Gegenbaur am ehesten seine Selbständigkeit einbüßt. Es findet sich außerdem noch ein kleines Knöchelchen, worin möglichenfalls ein Tarsale zu sehen ist.

Die Rippen.

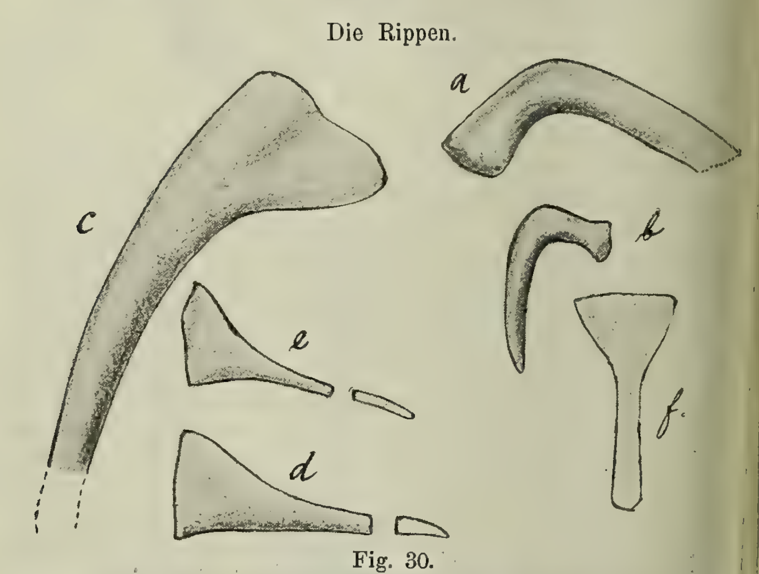


Fig. 30.

a, b. Halsrippen. c. Rumpfrippe. d, e. Rippen kurz vor oder hinter dem Becken. f. Schwanzrippe.

Rippen sind in ziemlich großer Anzahl, aber selten vollständig erhalten (Fig. 30.). Sie sind hohl gewesen, denn sie sind nach ihrer Einbettung in den Schlamm zusammengedrück und zerpreßt worden. Wir finden unter ihnen ein- und zwei

köpfige. Eine der Halsrippen, die noch im Zusammenhange mit dem Wirbel steht, ist bereits früher beschrieben worden. Wie es den Anschein hat, sind die Halsrippen noch einköpfig. Sie sind, soweit man das bei der Verdrückung beurteilen kann, überall gleichmäßig rund, krümmen sich nach dem ersten Drittel ihrer Länge scharf nach unten und endigen in einer abgerundeten Spitze.

Die Rumpfrippen sind dagegen entschieden zweiköpfig, wie sich das namentlich an einem mit Ausnahme des abstechenden Endes vorzüglich erhaltenem Stücke erkennen läßt. Die Rippe ist gleichmäßig gerundet und verjüngt sich ganz allmählich. Das Tuberculum, das in der Verlängerung der Rippenachse liegt, ist nur sehr wenig kleiner als das nach unten geneigte Capitulum. Die Größe der erhaltenen Bruchstücke von Rippen läßt darauf schließen, daß sie sehr lang und sehr kräftig waren.

Nach dem Becken zu nehmen die Rippen eine etwas breitere Form an, und man kann hier nicht mehr von einer Zweiköpfigkeit des gelenkenden Teiles sprechen, insofern als dieser eine einzige, von oben nach unten verlaufende, schmale Fläche bildet. An zwei kleinen, vollständig erhaltenen Rippen, die aber auch schon aus der vorderen Schwanzgegend stammen können, zeigt sich folgende Eigentümlichkeit. Die Gelenkfläche ist beschaffen, wie sie eben beschrieben wurde, und der gelenkende Teil der Rippe, der etwa das erste Drittel einnimmt, hat fast die Gestalt eines gleichschenkligen Dreiecks. Danach bildet die Rippe einen dünnen stielförmigen Fortsatz, der nach etwa $^3/_4$ der Gesamtlänge der Rippe plötzlich in einer glatten, kleinen Fläche endet.

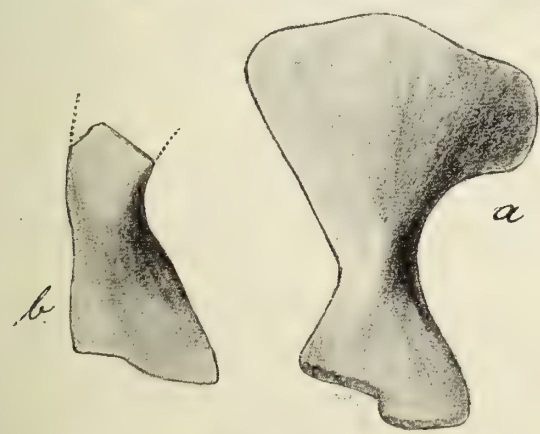


Fig. 31.
a. erste, b. zweite Sakralrippe.

Etwas entfernt davon sieht man auf den Gesteinsplatten die daran passenden Rippenstückchen von 5—7 mm Länge liegen, die in eine kurze Spitze auslaufen. Diese Rippen sind also zweiteilig.

Die Sakralrippen des ersten Sakralwirbels sind beide erhalten (Fig. 31). Ziemlich genau im ersten Drittel von dem am Wirbel gelenkenden Ende ist die Rippe sehr schmal, 11 mm breit und verbreitert sich nach dem Wirbel zu ungefähr bis auf das Doppelte. Die Gelenkfläche ist stufenförmig abgesetzt, und zwar ist die sich an den oberen Bogen anschließende Stufe etwas kürzer als die, die mit dem Wirbelkörper in Verbindung tritt. Der Hinterrand der Rippe ist sehr stark eingebuchtet, fast halbkreisförmig, der Vorderrand ist dagegen nur im ersten Drittel etwas eingebogen und verläuft von da ab geradlinig zum Außenrande. Der das Ileum berührende Teil der Sakralrippe, der das bei weitem größte Stück des Knochens bildet, verbreitert sich bis auf 35 mm. Die beiden Teile der Rippe werden im Leben etwas stärker gegen einander gedreht gewesen sein als jetzt, wo sie infolge der Zusammenpressung nahezu in einer Ebene liegen. Eine außerordentlich große Ähnlichkeit mit dieser Sakralrippe zeigen diejenigen von *Embolophorus Dollovianus*, die Case erst kürzlich von einem fast vollständigen Skelette dieses Tieres beschrieben hat (51.); dagegen haben die Sakralrippen von *Phanerosaurus*, wie bald gezeigt werden soll, einen durchaus anderen Aufbau.

Die zweite Sakralrippe liegt uns wahrscheinlich in einem anderen Rippenstück vor, dessen gelenkendes Ende stark zusammengedrückt ist. Das sich an das Ileum anschließende Ende ist nicht erhalten; es kann keineswegs so breit gewesen sein wie das der ersten Sakralrippe, die somit die Hauptträgerin des Beckens war. Die kurzen Schwanzrippen haben eine verbreiterte Ansatzstelle und sind gestreckt.

Die Hautbedeckung.

Irgend eine Panzerung der Haut wird wohl wie bei den meisten dieser Tiere vorhanden gewesen sein; es hat sich aber mit Sicherheit nichts davon auffinden lassen.

Kurze Kennzeichnung der Gattung *Stephanospondylus*.

Schädel gerundet dreieckig mit abgestumpfter Schnauze, mit sehr großem Scheitelloche und sehr großen, länglich runden Augenhöhlen. Epiotikalecken wenig hervortretend. Zähne kegelförmig, unter der Krone eingeschnürt, von labyrinthodontem Bau, quer zur Achse des Kiefers, akrodont. Prämaxillarzähne einfach kegelförmig, wenig nach außen vorstehend. Ein größerer Eck-

zahn vorhanden. Maxilla mit zwei Zahnreihen. Palatinum mit umgebogenem, bezahntem Außenrande. Prävomera klein, verwachsen. Quadratbeine lamellenförmig.

Wirbelkörper tief diplocöl, stark eingeschnürt, in der Rumpfgegend mit den oberen Bögen verwachsen, mit starken Querfortsätzen. Obere Bögen mit mächtig entwickelten Gelenkfortsätzen. Mindestens zwei mit einander verwachsene Beckenwirbel. Erste Sakralrippe an beiden Enden verbreitert. Rippen ein- und zweiköpfig.

Interclavicula und Clavicula plattenförmig, mit grober Skulptur bedeckt. Scapula, Coracoid und Procoracoid wohl entwickelt. Cleithrum sehr groß, löffelförmig. Ileum und Ischium groß. Pubis mit Foramen obturatorium. Procoracoid und Pubis nicht an der Bildung der Gelenkpfannen beteiligt. Weder im Schulter- noch im Beckengürtel finden Verwachsungen statt.

Oberarm an beiden Enden verbreitert, unterer Teil um den oberen gedreht. Gelenkkopf wahrscheinlich knorpelig. Tuberculum majus und minus deutlich ausgebildet. Foramen entepicondyloideum vorhanden. Wahrscheinlich zehn Knochen in der Handwurzel. Oberschenkel mit großem, plattigem Gelenkkopfe und kräftigem Trochanter. Klauen vorhanden.

Biologisches.

Die aus der Beschreibung gewonnenen Ergebnisse, sowie die Art der Schichten, in denen das Skelett gefunden wurde, erlauben einige biologische Schlußfolgerungen.

Der Bau der Gliedmaßen beweist uns, daß *Stephanospondylus* ein Landbewohner war. Der Bau seiner Rumpfwirbel mit ihren wagerecht gestellten Zygapophysen dürfte ihm eine große Beweglichkeit nach rechts und links ermöglicht haben. Die Art der Bezahnung, sowie der Besitz von Klauen lassen *Stephanospondylus* als ein ausgesprochenes Raubtier erscheinen, das am Rande jener kleinen Tümpel oder Seen lebte, in denen sich die Kalkschichten von Niederhäßlich absetzten. Seine Nahrung mag in den zahlreichen Stegocephalen und in kleineren Reptilien bestanden haben, wie sie uns aus jenen Schichten bekannt geworden sind.

Phanerosaurus Naumanni H. v. Meyer.

1860. H. v. Meyer, in Leonhard und Bronn. N. Jahrb. f. Min. S. 560.
1860. H. v. Meyer. (Lit. Verz. 3).
1861. H. B. Geinitz. (4.)
1882. H. B. Geinitz u. J. V. Deichmüller (10.).
1882. H. B. Geinitz u. J. V. Deichmüller (11.).

Von *Phanerosaurus Naumanni* H. v. Meyer sind zwei Sakralwirbel und die vier vorhergehenden Rumpfwirbel erhalten,

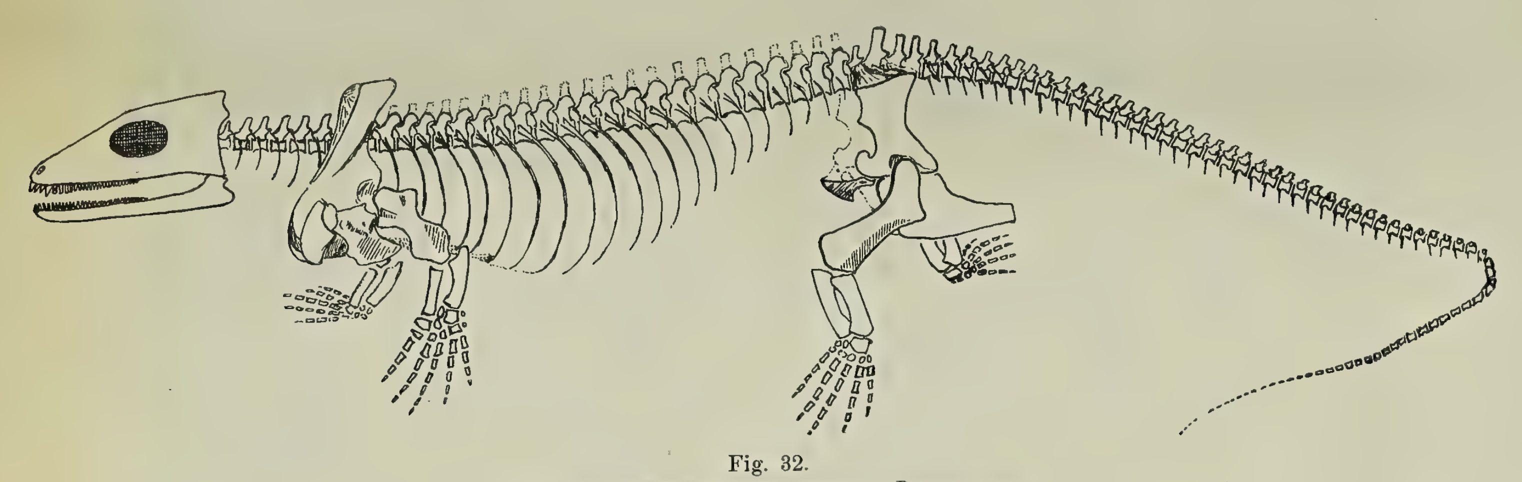
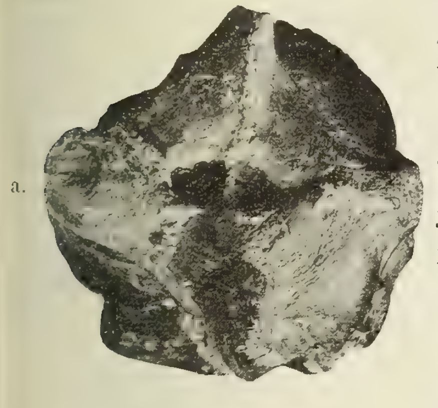


Fig. 32.
Stephanospondylus pugnax Gein. u. Deichm. sp.

die H. v. MEYER als Grundlage für die Aufstellung der Gattung *Phanerosaurus* dienten und von ihm eingehend beschrieben wurden (3.). Die Wirbel von *Phanerosaurus Naumanni* H. v. M. zeigen im Bau eine außerordentlicheÄhnlichkeit mit denen von *Stephanospondylus,* doch sind sie etwas breiter, wogegen die jenes Tieres schlanker sind. Abgesehen davon, daß die Wirbel von *Phanerosaurus* auf ein größeres Tier hinweisen, finden sich doch einige wesentliche Abweichungen, die hier aufgeführt werden sollen. Der Wirbelkörper hat im Querschnitt eine gerundet dreieckige Gestalt (Fig. 33.), weil seine Seiten etwas ausgehöhlt sind, und die Unterseite trägt zwei sehr flache, breit gerundete Kiele, die eine breite, seichte Furche begrenzen. Die Wirbelkörper sind tief diplocöl, haben scharfe Ränder und sind nicht mit den oberen Bögen verwachsen, sondern von ihnen durch eine sehr deutliche Naht getrennt (Fig. 34). Im vorderen Teile greifen die oberen Bögen tiefer hinunter, sodaß der Wirbelkörper hier niedriger ist als in seinem hinteren Teile. Die oberen Bögen sind durchaus ähnlich aufgebaut wie bei *Stephanospondylus* und haben verknöcherte Dornfortsätze gebildet, die jedoch abgebrochen sind. Querfortsätze sind an diesen Wirbeln nicht mehr vorhanden gewesen; zum Ansatze der Rippen dient eine schmale, halbmondförmige Fläche, deren offene Seite nach rückwärts gewendet ist, und die bis dicht über den Wirbelkörper hinabreicht. Diese Ansatzstellen finden sich noch am letzten präsakralen Wirbel; doch beträgt ihre Größe an diesem bloß noch halb

a.



b.

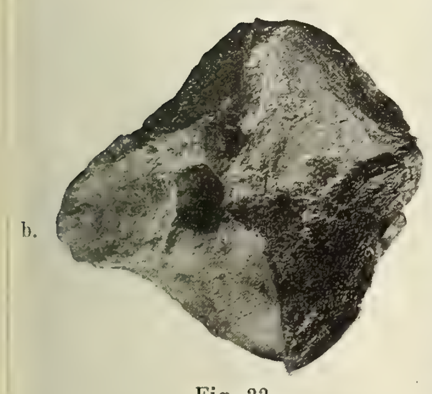


Fig. 33.
a) Wirbel von der Vorderseite;
b) von der Rückseite.

soviel wie am viertletzten. Diese Ansatzflächen sind, wie schon H. v. Meyer hervorhebt, dergestalt gebildet, daß ihr oberer Teil schwach vertieft, ihr unterer Teil wenig erhaben ist. Hinter diesen Ansatzstellen findet sich bei allen Wirbeln eine Grube, die vom oberen Teile des Bogens durch eine geringe, wulstartige Erhöhung getrennt ist. Das Rückenmarksloch ist nicht, wie H. v. Meyer irrtümlich annimmt, höher als breit, sondern genau so wie bei *Stephanospondylus* auf der Vorderseite quadratisch, auf der Rückseite aber fünfeckig. Richtig ist aber, daß der Kanal sich gegen die Mitte des Körpers nicht tiefer in diesen hineinsenkte. Eine Hypantrum-Hyposphen-Gelenkung, wie sie Cope (39.) annimmt, ist nicht vorhanden. Die beiden Sakral-



Fig. 34.
Wirbel von *Phanerosaurus Naumanni* H. v. M. Seitenansicht.



Fig. 35.
Wirbel von *Phanerosaurus Naumanni* H. v. Meyer von oben.

wirbel sind nicht verwachsen. Die oberen Bögen nehmen hier plötzlich eine von vorn nach hinten breitere Gestalt an (Fig. 35). Die Präzygapophysen sind noch genau so entwickelt wie bei den vorhergehenden Wirbeln, die Postzygapophysen werden dagegen plötzlich sehr klein, und ihre Gelenkfläche liegt dicht unterhalb der Ansatzstelle des Dornfortsatzes. Dementsprechend sind auch die Präzygapophysen des zweiten Sakralwirbels sehr klein. Dieser zweite Wirbel ist kleiner als der erste, aber nicht vollständig erhalten.

Die Ansatzstelle der ersten Sakralkrippe ist entsprechend der breiten Gestalt des Wirbels langgestreckt und etwa doppelt so lang als hoch. Sie bildet mit der Achse des Wirbelkörpers einen Winkel von 45°. Die Ansatzstelle für die zweite Sakralrippe ist sehr viel steiler gestellt und von quadratischer Form.

Die Sakralrippe, von der am ersten Beckenwirbel links der obere Teil erhalten ist, ist breit und auf der Unterseite mit einer dicken, etwas verdrückten Leiste versehen, sodaß der Querschnitt eine T förmige Gestalt erhält. Auf der Oberseite weist sie eine radialstrahlige Skulptur auf.

Die auf den Wirbelkörpern sowie auf den oberen Bögen vorhandenen feinen, unregelmäßigen Furchen und kleinen, punktförmigen Grübchen dürften von den Haversischen Kanälen herrühren.

Die auffallende Ähnlichkeit dieser Wirbel — und auch der Wirbel von *Stephanospondylus* — mit denen von *Labidosaurus* hat schon Broili hervorgehoben (49.), aber mit Recht bemerkt, daß diese Ähnlichkeit „sich namentlich in der Betrachtung von oben geltend macht. Bei Seitenansicht freilich zeigt der Wirbel von *Phanerosaurus* einen gestreckteren, schlankeren Bau“, und noch schlanker wird der Bau bei *Stephanospondylus*. Da nun auch bei diesen beiden letztgenannten Tieren keine Hyposphen-Hypantrum-Gelenkung vorhanden ist, so tritt uns auch hierin eine Übereinstimmung im Wirbelbau mit *Labidosaurus* entgegen. Auch *Seymouria baylorensis* mag derartige Wirbel gehabt haben, wie das aus Broilis Worten hervorgeht: „Ganz ähnliche Wirbel scheint auch die neue, als *Seymouria baylorensis* beschriebene Gattung besessen zu haben, nur dürften die seitlichen Flanken der oberen Bögen im Gegensatz zu den gerundeten Seiten des entsprechenden Elementes bei *Labidosaurus* mehr gerade angestiegen sein.“ Ein großer Unterschied zwischen den Wirbeln von *Labidosaurus* und *Seymouria* auf der einen und *Phanerosaurus* und *Stephanospondylus* auf der anderen Seite liegt allerdings in dem Fehlen des Interzentrums bei den beiden letzteren.

II. Systematischer Teil.

Es erübrigt nun, nachdem eine Beschreibung der versteinerten Reste von *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus* gegeben ist, die systematische Stellung und die verwandtschaftlichen Beziehungen dieser Tiere zu erörtern. Vorher soll jedoch die Aufstellung der neuen Gattung *Stephanospondylus* begründet werden. Ihre Berechtigung dürfte sich aus folgenden Unterschieden ergeben, wie sie hier neben einander gestellt sind.

A. *Stephanospondylus* n. g.	B. *Phanerosaurus* H. v. M.
1. Rumpfwirbel und obere Bögen mit einander fest verwachsen.	1. Rumpfwirbel und obere Bögen getrennt durch eine Naht.
2. Rumpfwirbel im Querschnitte kreisrund.	2. Rumpfwirbel im Querschnitte gerundet dreieckig.
3. Rumpfwirbel am Vorder- und Hinterende gleich hoch.	3. Rumpfwirbel am Vorderende niedriger als am Hinterende.
4. Sakralwirbel mit einander verwachsen.	4. Sakralwirbel frei beweglich.
5. Unterschied in der Größe der Zygapophysen des ersten Sakralwirbels nicht wesentlich.	5. Erster Sakralwirbel mit sehr großen Prä- und sehr kleinen Postzygapophysen.
6. Ansatzflächen für die Sakralrippen senkrecht gestellt und fast quadratisch.	6. Ansatzflächen für die Sakralrippen am ersten Wirbel lang gestreckt und etwas schräg gestellt.
7. Erste Sakralrippe flach, an beiden Enden stark verbreitert.	7. Erste Sakralrippe **T**-förmig, gleichmäßig breit.

Trotz diesen Unterschieden ist es aber sofort einleuchtend, daß diese beiden Gattungen nahe mit einander verwandt sind und in ein und dieselbe Familie gestellt werden müssen. Wenn man nun all' die Merkmale zusammenfaßt, die namentlich bei der Beschreibung von *Stephanospondylus* erkannt worden sind, so kann man nicht lange darüber im Zweifel sein, daß man beiden Gattungen ihre systematische Stellung bei den Cotylosauriern anzuweisen hat.

Diese Ordnung wurde endgiltig 1895 von Cope für eine Reihe der urwüchsigsten Reptilien aufgestellt, die noch viele Anklänge an den Bau der Stegocephalen zeigt. (34). Als Kennzeichen dieser Ordnung gibt Cope folgende an:

„Quadratbein mit den umliegenden Teilen durch Naht verbunden. Schläfengrube durch folgende Teile überdacht: Postfrontale, Postorbitale, Jugale, Supramastoid (= Squamosum) Supratemporale, Quadratojugale. Epioticum (tabular bone) vorhanden. Wirbel amphicöl (= diplocöl); Rippen einköpfig. Episternum vorhanden. Becken ohne Foramen obturatorium."

Sehen wir von der geforderten Einköpfigkeit der Rippen ab, die wir wohl nicht als ein wesentliches systematisches Merkmal zu betrachten haben und die wir übrigens auch bei *Pareiasaurus bombidens* nicht finden, von dem Seeley ausdrücklich bemerkt (23.), daß die Rippen zweiköpfig seien, so erfüllen die beiden Gattungen, soweit wir sie kennen, alle diese Forderungen mit Ausnahme der letzten. Deren Richtigkeit wird aber schon von Broili mit Erfolg angefochten (49.), dem ich auf Grund der vorliegenden Ergebnisse durchaus beipflichten kann.

Innerhalb dieser Ordnung unterscheiden wir mit Cope die fünf Familien der Elginiidae, Pareiasauridae, Diadectidae, Pariotichidae und Otocoelidae; zu den Diadectiden stellt Cope den *Stephanospondylus pugnax* (als *Phanerosaurus pugnax)* und *Phanerosaurus Naumanni* (39.).

Seeley bestreitet nun zwar Cope die Berechtigung, in die Gruppe der Cotylosaurier auch die Pareiasaurier einzubeziehen und stellt letztere in seinem 1894 aufgestelltem System der Anomodontier als eine Unterordnung der anderen Unterordnung der Theromora (oder Theromorpha) mit den Abteilungen der Cotylosaurier und Pelycosaurier gegenüber (33a). Daß er auf las Hauptmerkmal der Cotylosaurier, das geschlossene Schädellach, wenig gibt, betont er besonders: „Sehr wenig Gewicht kann auf die vollständige Überdachung des Schädels gelegt werden.“ 33a, 1000). Nun zeigen sich ja, wie schon erwähnt worden st, bei *Diadectes* bisweilen geringfügige Schläfendurchbrüche, die nanchmal nur an der einen Seite ausgebildet sind und der Auffassung Seeleys einige Berechtigung verleihen, aber es scheint nir schon aus rein praktischen Gründen gut, die Cotylosaurier orläufig in der Form beizubehalten, wie sie Cope 1895 gekenneichnet hat und wie sie auch Broili (49) und Osborn (58) eibehalten; denn sie besitzen zweifellos eine sehr große Anzahl emeinsamer Merkmale und sind zudem teilweise noch so wenig ekannt, daß man die einzelnen Gattungen noch nicht mit icherheit bei irgend welchen anderen Gruppen unterbringen kann.

Auf diese Cotylosaurier, die schon von Cope als diejenigen eptilien betrachtet wurden, die den Übergang von den Stegophalen vermitteln, legt Osborn wohl mit Recht ein großes Gericht als auf die Stammreptilien (58) und führt eine Reihe von erkmalen an, aus denen sich doch wohl die Berechtigung der Cotysaurier ergibt, als eine besondere Gruppe zu bestehen. Broili ll nun zwar die Cotylosaurier nur als eine Unterordnung der omodontier aufgefaßt wissen und stellt neben sie noch die Paterourier als Stammreptilien in der Annahme eines zwiefältigen sprungs der Reptilien (60), aber das sind Fragen, die für die rliegende Arbeit nicht besonders in Betracht kommen.

Die nochmalige Untersuchung von *Stephanospondylus* und die dabei gewonnenen Ergebnisse haben nun gezeigt, daß die Einreihung von *Phanerosaurus* in die Familie der Diadectiden nicht berechtigt ist. Die Stellung von *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus* innerhalb der Cotylosaurier möge darum durch die folgende Erörterung der verwandtschaftlichen Beziehungen zu diesen klargestellt werden.

Daß unsere beiden Gattungen nicht zu den Diadectiden gehören können, zeigt uns zunächst der Mangel einer Hypantrum-Hyposphen-Gelenkung, die Cope irrtümlich bei *Phanerosaurus* angenommen hatte. Da wir zudem in der Maxilla von *Stephanospondylus* zwei Zahnreihen haben, so fällt auch das andere von Cope geforderte Merkmal nur einer Zahnreihe hinweg (34). Gemeinsam ist allerdings das Kennzeichen, daß die Zähne quer zur Achse des Kiefers stehen; aber ein Blick auf die Abbildungen der Diadectidenzähne bei Cope (39) läßt uns sofort den großen Unterschied zwischen diesen gezackten, breiten und den einfachen kegel- oder keulenförmigen Zähnen vom Labyrinthodontentypus bei *Stephanospondylus* erkennen. Hinzu kommt, daß an der Scapula eines seiner Gattung nach noch unbekannten Diadectiden von Case (50) kein Cleithrum hat nachgewiesen werden können, was freilich kein absoluter Beweis für dessen Fehlen ist. Die Phalangen, die bei *Stephanospondylus* sehr schlank gebaut sind, erscheinen bei den Diadectiden kurz und breit und tragen derartig kräftige Klauen, daß Cope auf den Gedanken kam, man könne es hier mit grabenden Tieren zu tun haben. Der untere Teil eines Oberarmes, den Case abbildet, erinnert auch nicht sehr an den von *Stephanospondylus*, und ganz und gar abweichend ist die Bedeckung der Rippen mit schindelförmigen über einander greifenden Hautknochenplatten, wie sie ein in Chicago aufbewahrter Diadectide zeigt (50).

Außerdem stecken die Zähne bei *Diadectes* in Alveolen, bei *Stephanospondylus* sind sie akrodont. Bei beiden erreicht zwar das Scheitelloch eine außerordentliche Größe, aber dieser unwesentlichen Ähnlichkeit stehen Merkmale gegenüber, die sich bei *Stephanospondylus* nicht finden, nämlich die Verwachsung der Schädelknochen und wahrscheinlich auch des Beckens bei *Diadectes* (7; 12; 39).

Von der hierher gehörigen Gattung *Empedias* (7; 13; 30; 34) unterscheiden sich *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus* gleichfalls durch den Mangel einer Hyposphen-Hypantrum-Gelenkung sowie durch die Zahnform, die bei *Empedias* ganz außergewöhnlich breit ist. Der Schädel dieses Tieres war auch, wie Cope angibt, zwischen den Augen eingesenkt, dagegen in der Gegend

der Scheitelbeine emporgewölbt, während uns diese Teile bei *Stephanospondylus* eine platte Fläche zeigen.

Bei *Chilonyx* (13) sind die Scheitelbeine groß und die Stirnbeine von der Umrandung der Augenhöhle ausgeschlossen wie bei *Stephanospondylus,* aber die Form und der Aufbau der in flachen Alveolen steckenden Zähne sowie die Skulptur der Schädeloberfläche unterscheiden die Gattungen genügend.

Zu dem gleichfalls zu dieser Familie gehörigen *Bolbodon* sind die Beziehungen auch nicht sehr groß, da bei diesem die Schädelknochen mit Ausnahme der Epiotica mit einander verwachsen sind und die Lage der Knochengrenzen nicht einmal durch die Skulptur bezeichnet ist. Wie Cope dazu kommt, zu sagen, daß die Bezahnung von *Bolbodon* und *Phanerosaurus* nicht verschieden sei, ist nicht recht ersichtlich Bei *Bolbodon* ist das Jochbein nach Cope unter dem Auge recht schmal, bei *Stephanospondylus* aber breit. Auch die Schädelskulptur ist verschieden (39).

Unter den Mitgliedern der Familie der Pareiasauridae bieten sich zwar manche recht auffällige Übereinstimmungen in gewissen Teilen mit den entsprechenden Teilen von *Phanerosaurus* und *Stephanospondylus* dar, aber es sind doch andererseits solche großen Unterschiede vorhanden, daß man nicht an eine Einstellung in diese Familie denken kann. Immerhin mögen aber die Pareiasaurier unter den Cotylosauriern noch am meisten mit unseren Echsen verwandt sein.

Auf die übereinstimmenden Merkmale von *Pareiasaurus* und *Stephanospondylus* ist schon während der Beschreibung fortgesetzt hingewiesen worden. Von den unterscheidenden Merkmalen des ersteren sollen nun hier die hauptsächlichsten angeführt werden, die sich bei *Stephanospondylus* nicht finden. *Pareiasaurus* hat Schleimkanäle, Squamosa, die innen Fortsätze zu den Parietalia, Postfrontalia und zum Tympanicum entsenden, ferner eine T förmige Interclavicula. Auch im Baue des Schulter- und Beckengürtels geben sich sehr abweichende Kennzeichen kund (5., 23., 31., 52.).

Die Pareiasaurier aus Nord-Rußland, deren Alter noch nicht über jeden Zweifel erhaben zu sein scheint, haben nach den Angaben v. Huenes (46.) auf dem Schädeldache mehrere Reihen kleiner Stacheln, desgleichen ist nach diesem Forscher die postorbitale Gegend bis zum Quadratbein herab mit großen Stacheln besetzt, sodaß sich hierin noch weitere Unterschiede von *Stephanospondylus* finden.

Von den ungenügend bekannten Gattungen *Tapinocephalus* und *Anthodon* aus der Karrooformation unterscheidet sich die

erstere durch ihre durchbohrten Wirbelkörper, die letztere durch ihre eigentümlich gekerbten, in Alveolen sitzenden Zähne von *Phanerosaurus* und *Stephanospondylus* (7., 23., 26.).

Auf die überraschende Ähnlichkeit der Wirbel dieser beiden Tiere mit denen der Gattung *Labidosaurus* ist bereits bei der Beschreibung hingewiesen worden. Es bleibt somit noch übrig, auf einige Unterschiede hinzuweisen, die sich in der pleurodonten Bezahnung der Kiefer, in der Bezahnung des Basisphenoids, in der überhangenden Schnauze, der ⊤ förmigen Gestalt der Interclavicula und in dem sehr weit emporragenden Fortsatze der Schlüsselbeine, sowie in der Anwesenheit von Interzentren finden (49).

Daß auch bei der letzten Gattung dieser Familie, *Seymouria*, nach den Ausführungen Broilis (49.) eine ähnliche Wirbelbildung nicht ausgeschlossen ist, wurde auch schon hervorgehoben. Dieser Cotylosaurier ähnelt dem *Stephanospondylus* außerdem noch darin daß an der Umgrenzung der Augenhöhlen dieselben Knochen teilnehmen und daß er eine rautenförmige Interclavicula hat. Jedoch unterscheidet ihn wiederum von *Stephanospondylus* wesentlich der Umstand, daß seine Supraoccipitalia und Epiotica ein schräg nach rückwärts abfallendes Stück bilden, daß die Ohrenschlitze stark ausgeprägt sind und daß ein Intertemporale vorhanden ist.

An die Familie der Otocoelidae finden sich so gut wie gar keine Anklänge. Im Gegenteil, die Unterschiede, die die beiden Gattungen *Otocoelus* und *Conodectes* zu unseren beiden Sauriern zeigen, sind höchst auffälliger Art. Alle im folgenden aufgeführten Merkmale stehen im geraden Gegensatz zu dem, was wir bei *Stephanospondylus* feststellen konnten: die starken Ohrenschlitze, die Zähne, die von einander getrennt nur in einer Reihe stehen, nicht quer verbreitert, nicht gerieft und sehr unbedeutend sind; die Rippen, die, durch Hautverknöcherungen überdeckt einen Panzer bilden; die Anwesenheit von Interzentren; die glatte Oberfläche der Claviculae und der Interclavicula, von denen die ersteren einen rechtwinklig zu dem scheibenförmigen Teil stehenden Stiel haben; das alles zusammen macht eine Unterstellung von *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus* bei dieser Familie unmöglich (39.).

Beziehungen zur Familie der Pariotichidae sind zwar gleichfalls vorhanden, aber eine Vergleichung mit den einzelnen Gattungen wird zeigen, daß, abgesehen von den allgemeinen Cotylosauriermerkmalen und dem Auftreten mehrerer Zahnreihen wenigstens im Oberkiefer nur eine geringe Ähnlichkeit vorhanden ist.

Bei der Gattung *Pariotichus* sind zwar wie bei *Stepha*-

spondylus und *Phanerosaurus* tief ausgehöhlte und eingeschnürte Wirbelkörper vorhanden, desgleichen ein nach COPES Angaben großes Scheitelloch, sonst aber unterscheidet sie sich von den in Rede stehenden Gattungen durch die überhängende Schnauze, durch eine ⊤ förmige Interclavicula, durch die — wenn auch nur sehr geringe — Beteiligung der Stirnbeine an der oberen Augenumrandung, durch die Form der Praevomera, die hinten verlängert sind und durch einen spitzen Fortsatz der Palatina getrennt werden. (7., 12., 13., 30., 34., 39., 49.)

Von der ungenügend bekannten Gattung *Isodectes* unterscheidet sich *Stephanospondylus* durch die Zähne, die bei *Isodectes* klein, etwas nach rückwärts gekrümmt und glatt sind. Ferner hat dieses Tier große Supraoccipitalia, die nach den Seiten hin in Spitzen ausgezogen sind, sowie Andeutungen einer Lyra. Gemeinsam ist dieser Gattung mit *Stephanospondylus* das Verhalten der Stirnbeine, die nicht an der Begrenzung der Augenhöhle teilnehmen.

Mit der ebenfalls noch recht mangelhaft bekannten Gattung *Captorhinus* aus dem Perm von Texas sind nur sehr wenige Berührungspunkte und noch dazu in recht unwesentlichen Merkmalen vorhanden. Dahin muß man die großen Augenhöhlen und das Größerwerden der Zähne von hinten nach vorn rechnen. Die Prämaxillarzähne von *Captorhinus* sind ein wenig nach rückwärts geneigt, wenn auch nicht in bemerkenswertem Grade; bei *Stephanospondylus* stehen sie aber deutlich nach vorn. Zudem liegt doch ein großer Unterschied in der Form des Schädels vor, der bei *Captorhinus* eine zugespitzte und ziemlich verlängerte Schnauze hatte, was bei *Stephanospondylus* nicht der Fall war (34.).

Auch gegenüber der gleichfalls zu den Pariotichiden gehörigen Gattung *Hypopnous* (34.) lassen sich nur Unterschiede feststellen. Während bei *Stephanospondylus* die Zähne gerundete kegelförmige Kronen haben und die Augenlöcher oben von Prae- und Postfrontale begrenzt werden, sind bei *Hypopnous* die Kronen zusammengedrückt und bilden die Stirnbeine den oberen Augenrand. Die Wirbel sind außerdem, soweit sich das aus der Beschreibung der dürftigen Reste durch COPE entnehmen läßt, ganz anders ausgebildet.

Auch zur Familie der Elginiidae können wir *Phanerosaurus* und *Stephanospondylus* nicht stellen, denn *Elginia* (32.) zeigt schon auf den ersten Blick eine Reihe von ganz abweichenden Merkmalen, nämlich die wunderlichen Horn- und Zapfenbildungen am Schädel, die kammförmig gezackten Zahnkronen und die nur oberflächlich verknöcherten Wirbel.

Im Anschlusse an *Elginia* möge auch eine Vergleichung

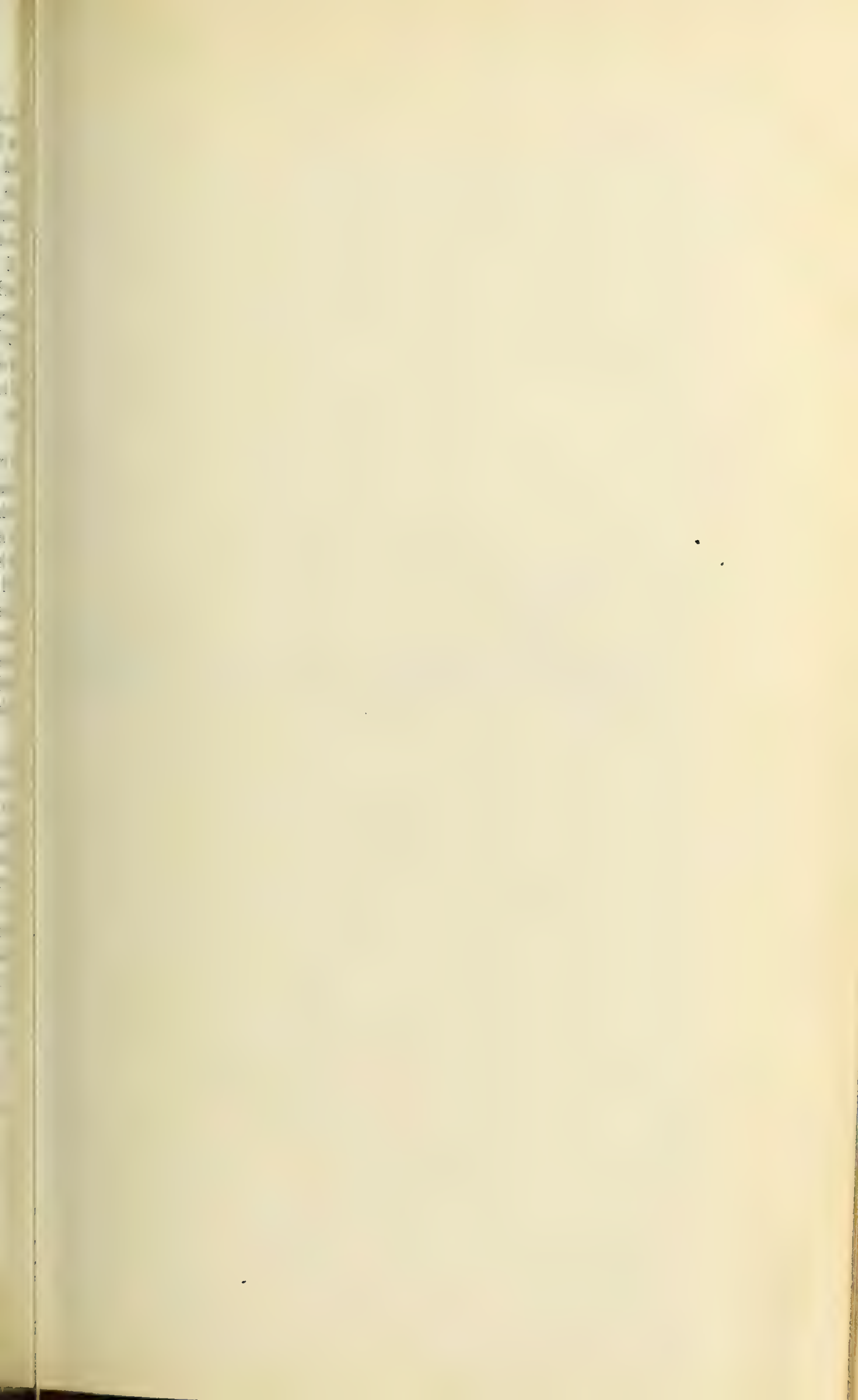
mit *Sclerosaurus armatus* H. v. MEYER (= *Labyrinthodon Rütimeyeri* WIEDERSHEIM) aus dem Buntsandstein von Basel und mit *Procolophon* aus der Karrooformation stattfinden, da diese beiden Reptilien mit *Elginia* zusammen von v. HUENE zu einer Gruppe vereinigt sind (46.). Neuerdings behauptet freilich BROOM (54), daß *Procolophon* kein naher Verwandter der Theriodonten sei. „Nur in einem einzigen Merkmale erinnert er an die Theriodonten, nämlich durch den Besitz eines verknöcherten Procoracoids; während der Besitz von Bauchrippen, eines bleibenden Chordakanales und das Vorhandensein von 3, 4, 5 und 4 Fingergliedern in den vier äußeren Fingern ihn wegbringen von den Dicynodonten, den Theriodonten und den Monotremen und ihn irgendwo unter die urwüchsigen Rhynhocephalen stellen — möglicherweise nicht weit von *Palaeohatteria*."

Viele Übereinstimmungen im Knochengerüst dieser Tiere mit *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus* sind nicht vorhanden. Bei *Sclerosaurus* finden wir zwar auch ein sehr großes Scheitelloch, diplocöle, sanduhrförmige Wirbel mit kräftigen, oben verbreiterten und abgestutzten Dornfortsätzen, aber die Wirbel sind länger als bei *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus*. Denen des letzteren ähneln sie noch am ehesten in ihrem dreieckigen Querschnitte, unterscheiden sich aber doch durch die scharfe Kante auf ihrer Unterseite. Die riesigen Kopfstacheln, die fehlende Schädelskulptur und die Ausbildung von Schulter- und Beckengürtel lassen aber doch an irgendwelche Verwandtschaft zwischen *Sclerosaurus* und unseren beiden Sauriern nicht denken.

Bei *Procolophon Griersoni* (8.) finden wir im Zwischenkiefer 4 Zähne wie bei *Stephanospondylus*, aber während bei diesem der vierte Zahn am stärksten ausgebildet ist, ist es bei *Procolophon* der erste. Bei anderen Arten, z. B. bei *Procolophon trigoniceps* sind allerdings nur drei Prämaxillarzähne vorhanden[1]. Das Scheitelloch ist auch hier außerordentlich groß, liegt aber im Gegensatz zu *Stephanospondylus* soweit nach vorn, daß die Scheitelbeine gerade noch mit einem Fortsatze herumgreifen. Die Zygapophysen sind zwar auch verhältnismäßig groß und dehnen sich nach außen aus, aber nicht in dem Maße wie bei *Phanerosaurus*. Ferner hat *Procolophon* auf dem Palatinum keine Zähne; dagegen sind die Praevomera und Pterygoidea reichlich bezahnt (64.).

Die Beziehungen von *Stephanospondylus* zu *Sphenodon* und *Palaeohatteria* wurden schon bei der Beschreibung hervorgehoben

[1]) Nach LYDEKKER sind *Procolophon Griersoni* SEELEY und *P. trigoniceps* OWEN nicht verschieden (24,14).



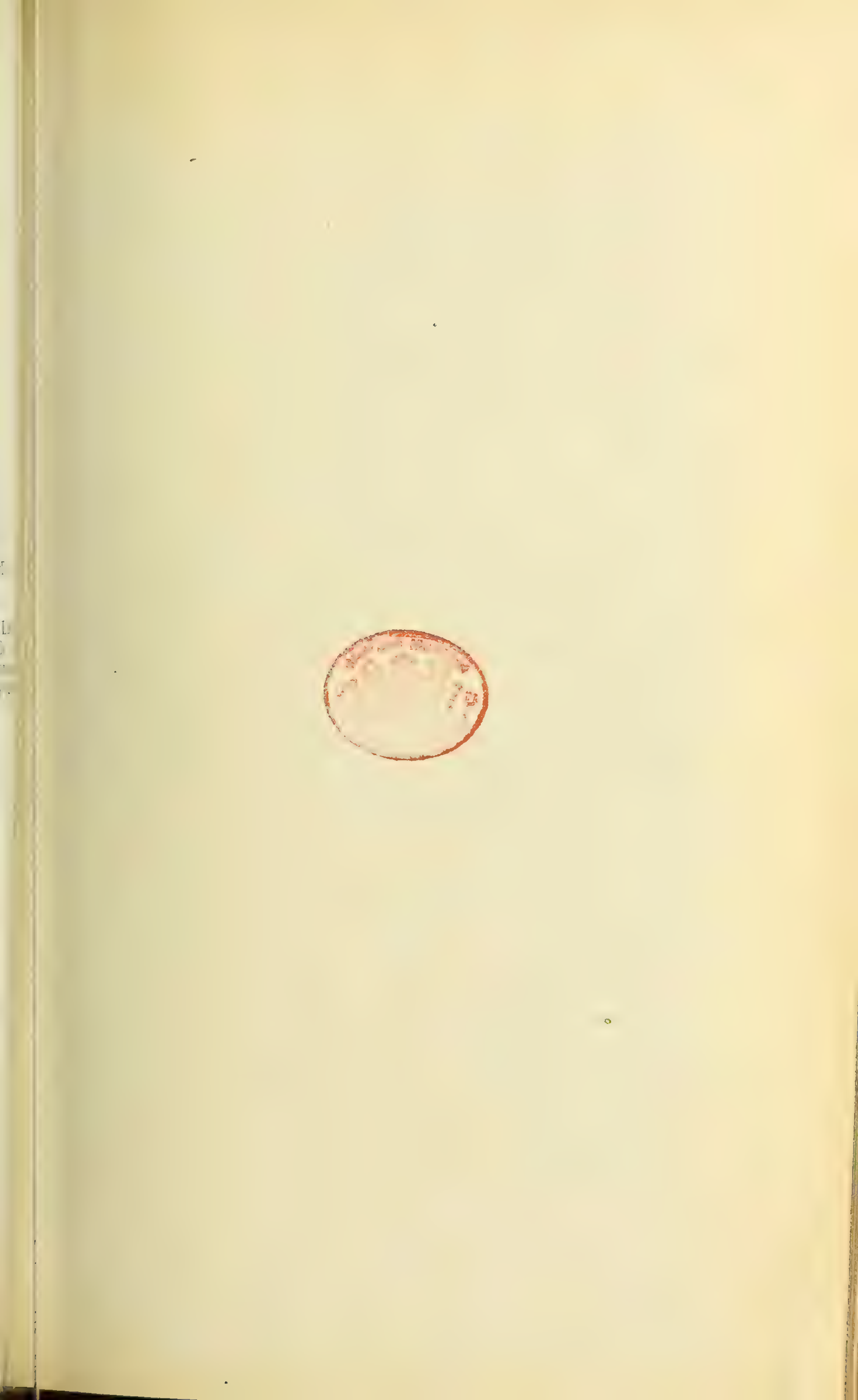
Erklärung der Tafel XIX.

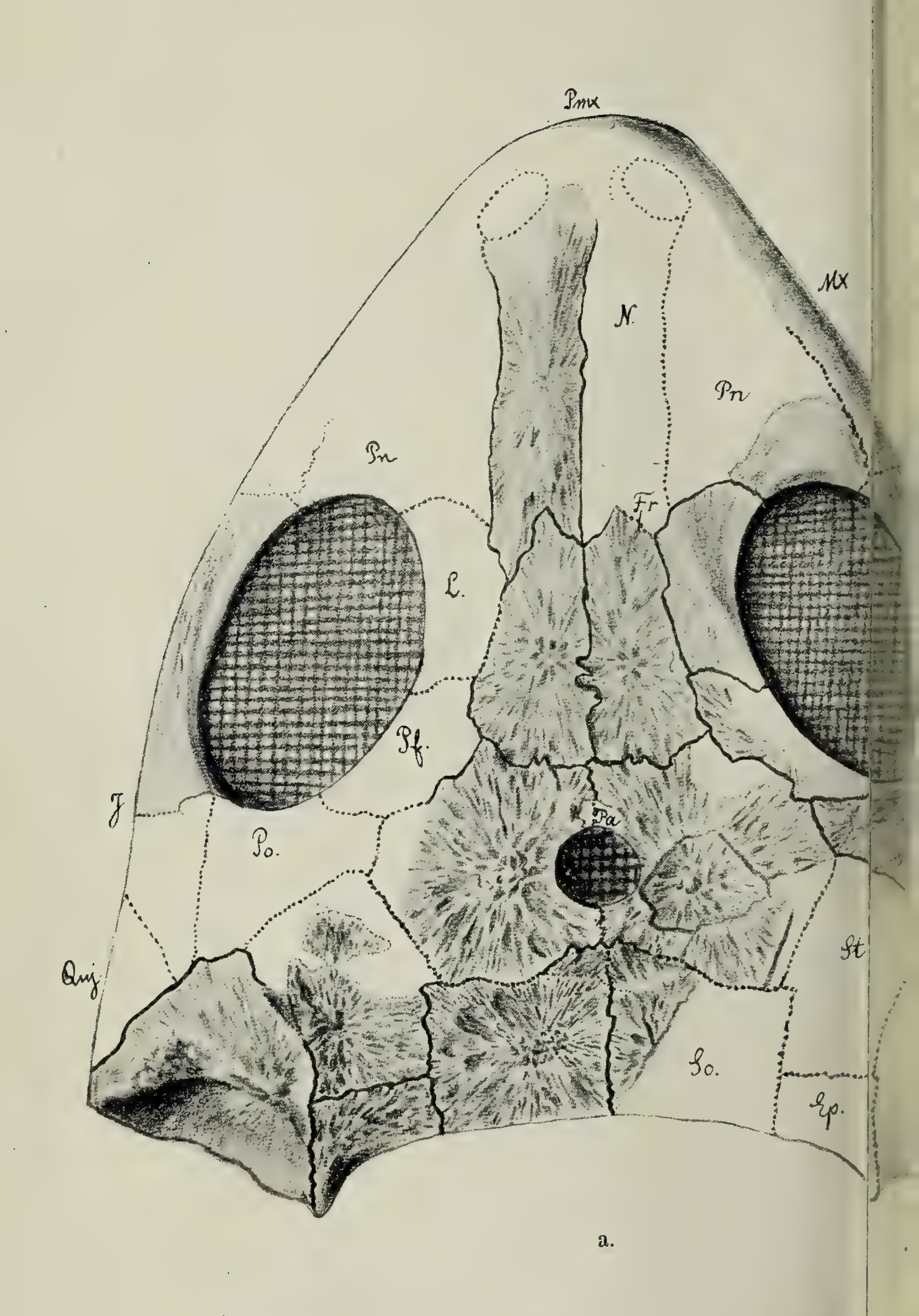
Schädel von *Stephanospondylus pugnax* Gein. u. Deichm. sp.

a. von oben,

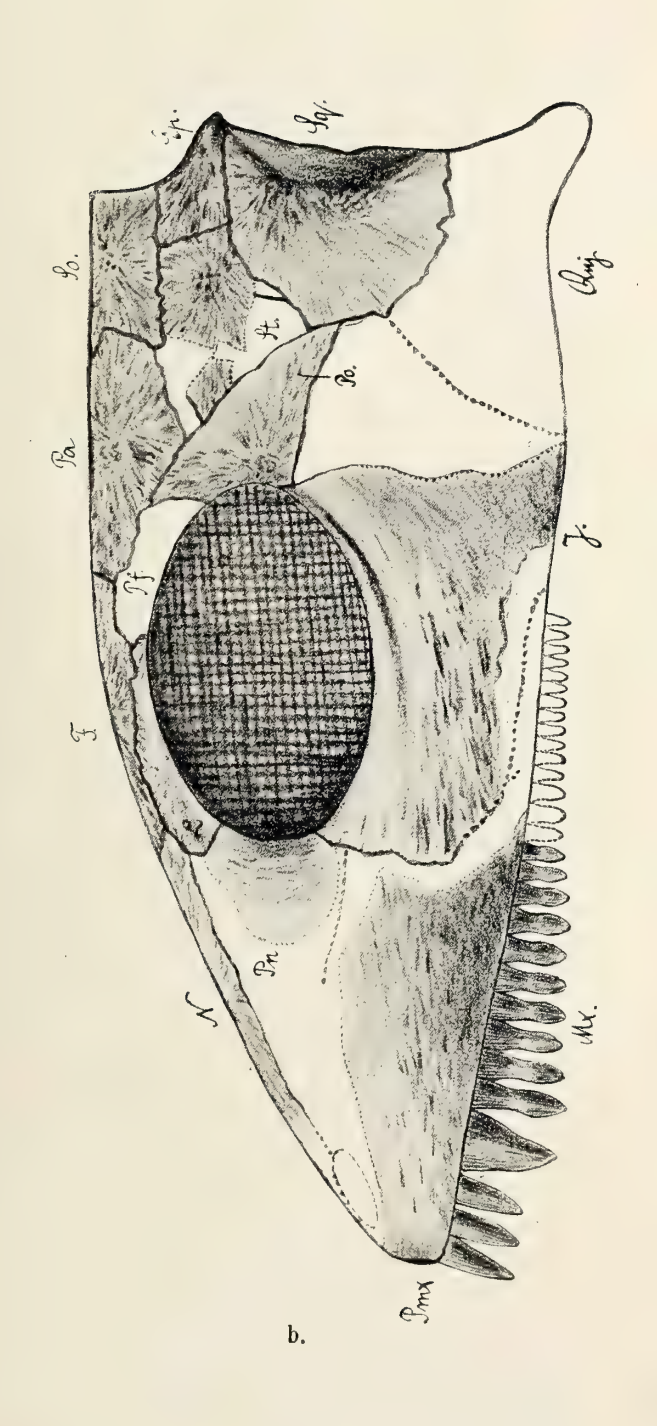
b. von der Seite.

Pmx. Praemaxilla; Mx. Maxilla; N. Nasale; Pn. Postnasale (= Lacrymale aut.); L. Lacrymale (= Praefrontale aut.); Fr. Frontale; Pf. Postfrontale; Pa. Parietale; So. Supraoccipitale; Ep. Epioticum; St. Supratemporale; Sq. Squamosum; Quj. Quadratojugale; J. Jugale; Po. Postorbitale.



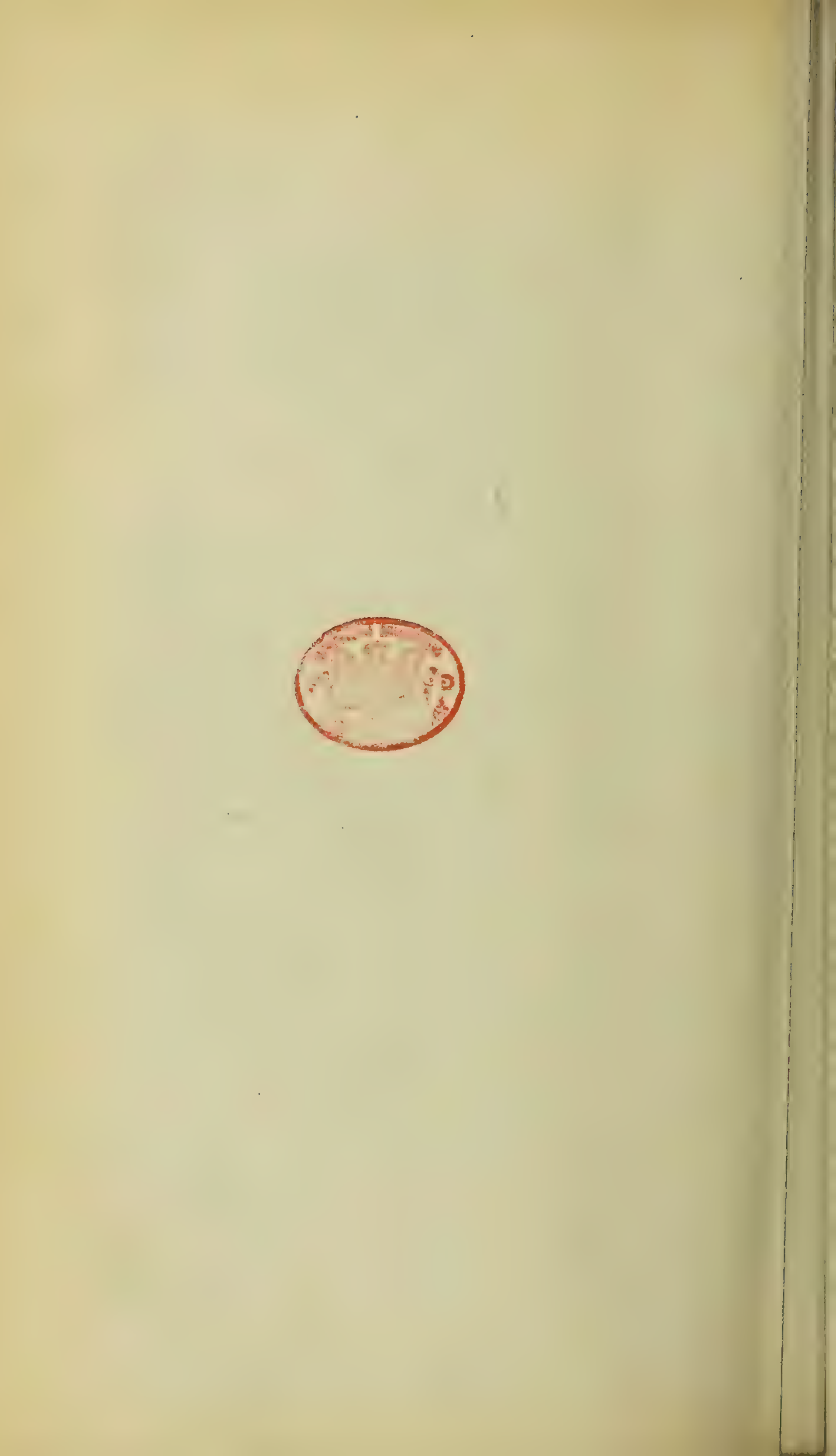


a.



b.

J. F. Starcke, Berlin W.



Alle Überfaltungsdecken sind in den Schweizeralpen von Südost nach Nordwest, in den Ostalpen von Süd nach Nord geschoben worden. Das zeigen vor allem die Stirnregionen der Decken. die stets annähernd senkrecht zur Schubrichtung stehen (Fig. 3), und das zeigt auch der Verlauf der Wurzelregionen. wo diese ermittelt werden können. Wo immer die Basis einer Decke aufgeschlossen ist, da zeigt sie Schleppungen der Unterlage nach dem Stirnrand, d. h. nach Norden oder Nordwesten hin (Glarnerdecke, Säntisdecke an den Churfirsten u. s. w.), und in der gleichen Richtung sind die Rutschstreifen eingeritzt, wo sie überhaupt sichtbar werden. Das Übereinanderschieben hat vorherrschend, aber nicht ausschließlich an der eigentlichen Überschiebungsfläche, d. h. an der Grenze des ältesten Hangenden und jüngsten Liegenden stattgefunden, sondern auch höhere Schichten sind in geringerem Maße im gleichen Sinne, mit Rutschstreifen nach Norden oder Nordwesten (Säntisdecke), übereinander geschoben.

Am Südrand des jetzigen Aarmassivs entsteht als Folge des Horizontalschubes eine Falte. Sie wächst in ihrer Längsrichtung und legt sich mehr und mehr nach Norden, nach der Seite der tieferen Basis über. Der verkehrte Mittelschenkel wird immer mehr reduziert, geht ganz verloren — ja noch mehr, es können bei der Bewegung sogar die ältesten Schichten der normalen Schichtenreihe abgestreift werden. So fehlen z. B. an der Basis der Säntisdecke in den hohen Churfirsten auf weite Strecken die ältesten Kreideschichten (Unt. Valangien und Berriasien), die in der Stirnregion im Säntis sich angesammelt haben. Die liegende Falte ist zur Überfalte und diese zur Überfaltungsdecke geworden. Der Horizontalschub dauert fort; die Reibungsfläche an der Unterlage wird immer größer und die weiter schiebende Bewegung verlangsamt sich. Es muß an der Stelle des geringsten Widerstandes, also im Rücken der Überfaltungsdecke eine neue Falte entstehen, — und nun wird diese weiter zur Decke ausgebildet. So legt sich eine Decke auf die andere. Die höhere ist die jüngere und wird angelegt, wenn die ältere schon anfängt, langsamer und mühsamer zu wandern. So bewegt sich eine obere Decke auf einer noch in Bewegung befindlichen Unterlage; die höheren Decken bewegen sich auf den in gleichem Sinne aber weniger rasch bewegten unteren, und so wird begreiflich, daß oft die höheren Decken diejenigen sind, die am weitesten nach Norden vorgedrungen waren. Ein ganz besonders schönes Beispiel bietet die Untersuchung SCHARDTS[1]) in dem

[1]) Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplom. Lausanne 1903.

jüngst durchstochenen Simplon-Tunnel. Es wird förmlich handgreiflich, wie dort im Gneis eine höhere Falte um die andere sich abgezweigt und die untere überholt hat. (Fig. 6.)

Die Hauptfaltung und Überfaltung ist wohl pliocänen Alters, z. T. jünger als die Molasse. Wenn oben gezeigt wurde, daß die oberen Decken die jüngeren sind, so darf dies nicht mißverstanden werden. Die ganze Überfaltung der Glarnerdecken spielte sich kontinuierlich in einer Phase ab; noch war die ältere Decke nicht vollendet, so legte sich schon eine neue darüber. Inzwischen hat nirgends die Erosion den alles überdeckenden Flysch sichtbar abgetragen. Der Flysch trennt stets gegen den Alpenrand hin die Decken von einander und wo er lokal fehlt, ist er rein tektonisch verloren gegangen, ausgequetscht. Nicht nur die Glarnerdecken, sondern auch das Aarmassiv war zur Zeit der Bildung der Decken von einem gewaltigen Flyschmantel, vielleicht über 2000 m mächtig bedeckt. Die Glarnerfalten sind nicht an der Oberfläche, sondern unter dieser belastenden Flyschdecke entstanden, und an der pliocänen Oberfläche in der Gegend des jetzigen Alpenrandes war vielleicht eine faltende Bewegung nie vorhanden. Der Flysch wanderte als zerrütteter Rücken über der sich faltenden Kreide nach Norden. Auch die Bewegung der Überfaltungsdecken an der Unterlage wäre ohne den plastischen Flyschmergelschiefer nicht denkbar. Der tertiäre Flysch steht zu den Glarnerfalten in ähnlicher Beziehung, wie der Bündnerschiefer (Eocän bis Lias) zu den noch viel größeren Decken (Falknis und Rhätikon) in ostalpiner Facies; sie sind das Füll- und Schmiermittel, in und auf denen sich die Decken bewegten.

Im Innern der Glarner- und Urneralpen, d. h. in den autochthonen Falten des Aarmassivs (Windgälle) und in der Glarnerdecke, fehlen bedeutende scharfschneidende Brüche; umso stärker ist die plastische Umformung und Dynamometamorphose. Verwerfungen und vor allem horizontale Transversalverschiebungen sind umso häufiger und bedeutender am Nordrand der Kreideketten, die nie so stark belastet waren und die später und unter teilweiser Abdeckung des Flyschmantels entstanden sind (Säntis, Drusbergdecke).

Nach diesen Erklärungsversuchen überblicken wir die Gesamtheit der Glarner Überfaltungsdecken, zunächst von stratigraphischen Gesichtspunkten.

Wie die faciellen Ausbildungen der Kreideschichtenreihe innerhalb der einzelnen Decken relativ constant, aber gegeneinander im Einzelnen sehr verschieden ausgebildet sind, so steht auch im großen die Stratigraphie in harmonischem Einklang mit dem großen Überfaltungsbau.

Wie sonderbar mußte früher die Tatsache erscheinen, daß am Nordrand des Aarmassivs das Eocän transgredierend auf dem Malm aufsitzt, während südlich davon die Kreide beginnt und nördlich in allerstärkster Entwickelung und Mannigfaltigkeit vorliegt.

Wir wandern nun in Gedanken in den Faltenlinien im Querprofil vom Aargauer Juragebirge her nach Südosten. Im Ost-Jura fehlt die Kreide; das Eocän liegt transgredierend auf dem Malm, und in der Kreide war Festlandszeit. Im schweizerischen Mittelland ist der Malm unter Molasse verdeckt. Wir treffen den ersten Malm am Nordrand des Aarmassivs: an der Windgälle fehlt die Kreide; das Eocän liegt transgressiv auf dem Jura (Fig. 2). Nun schreiten wir in östlicher Richtung vor und gelangen so in inneralpine Zonen, an den Südrand des Aarmassivs: die Kreide beginnt in Spuren am Scheerhorn; am Kistenpaß ist sie schon deutlich entwickelt und gegliedert und am Calanda erreicht sie eine bedeutende Mächtigkeit. Wir schreiten den Überfaltungsdecken entlang, um so immer in ursprünglich südlichere Zonen zu gelangen. In der Glarnerdecke ist die Kreide meist tektonisch reduziert. Wir gewinnen den nächsten Anhaltspunkt in der Mürtschendecke, an der Basis der Churfirsten am nördlichen Ufer des Walensees: die Kreide ist vollkommen gegliedert, aber noch kaum halb so mächtig wie die Säntiskreide, die aus südlicheren Regionen stammt. Endlich schreiten wir noch weiter südlich vor und treffen in den hohen Churfirsten die maximale Entwickelung der Kreide mit etwa 300 m mächtigem Schrattenkalk. Von hier an beginnt die mittlere Kreide wieder abzunehmen; weiter südlich kann sie wegen Erosion nicht mehr verfolgt werden. Auch in der Drusbergdecke nimmt die mittlere und obere Kreide, soweit sichtbar, gegen Süden wieder ab.

So sehen wir also im grossen Ganzen eine continuierliche Zunahme der Kreidebildungen von Norden gegen das Innere der Alpen hin und dann wieder den Beginn einer Abnahme, — und die Meerbusen- und Fjordstratigraphie ist überwunden. Die nördliche Grenze des Kreidemeeres zieht ungefähr am Nordrand des jetzigen Aarmassivs entlang, und an Stelle der Centralalpen lag die Geosynklinale des Kreidemeeres.

Auch Dogger, Lias und Trias nehmen nach den höheren

Überfaltungsdecken, also nach Süden, zu. Der Lias fehlt den autochthonen Falten des Aarmassivs; er ist in der Mürtschendecke deutlich, aber in sehr geringer Mächtigkeit vorhanden. In der Säntisdecke ist der Lias sehr mächtig geworden; endlich gelangen wir noch weiter nach Süden in den unendlichen Bündnerschiefer, in dem noch niemand die Mächtigkeit des Lias ermessen kann. Ähnliches betrifft den Dogger, der im Aarmassiv und in der Mürtschendecke unbedeutend ist, aber gewaltig in der Säntisdecke anwächst. Ein großer facieller Sprung, vom Fehlen des Lias im Muldenschenkel der Glarner Wurzelregion auf der Nordseite zu dem gewaltigen Bündnerschiefer im normalen Gewölbeschenkel auf der Südseite des Rheintales oberhalb Chur, zeigt in Übereinstimmung mit der Tektonik, daß die ganzen Kalkalpen, die nun nach Norden transportiert worden sind, vor der Überfaltung in breiter Zone dazwischen gelegen haben.

Die Glarner Überfaltungsdecken bilden nur einen Teil des großen Gesamtbaues der Alpen. Sie sind tektonisch keineswegs prinzipiell von benachbarten Gebieten verschieden, sondern nur durch die genauen Untersuchungen, die vor allem durch meinen Vater und dann durch seinen Schüler Burckhardt und Oberholzer in Glarus gemacht worden sind, im Lichte der neuen Auffassung besonders klar geworden.

Da, wo das Aarmassiv nach Westen untertaucht, findet man den Glarnerdecken vollständig analoge Verhältnisse. Dem Rheintal im Osten entspricht das Rhonetal; auch im Westen liegen 4 große Überfaltungsdecken, die am Südrand des Aarmassivs wurzeln. Die unterste. die Decke der Dents de Midi-Morcles, die westlich der Rhone in einfacher liegender Falte verschwindet, ist vielleicht identisch der Glarnerdecke. Die oberen drei aber können, wie die Tektonik am Urnersee zeigt, nicht homolog, sondern den höheren Glarnerdecken nur analog sein. Auch diese Decken der Berneralpen überwölben das Aarmassiv und stürzen nördlich in die Tiefe. Aber ein großer Unterschied gegenüber der Glarner-Gegend besteht darin, daß nördlich des unteren Rhonetals die Stirnregionen der Decken helvetischer Facies verdeckt sind durch die gewaltigen Decken der Préalpes romandes in exotischer Facies. In der Zentralschweiz sind von dieser Decke nur noch einzelne Berge (Iberger Klippen, Mythen, Buochserhorn, Stanzerhorn) übrig geblieben, die auf dem Flysch der Drusbergdecke aufsitzen. Schardt und Lugeon haben gezeigt, daß diese gewaltigen gefalteten Decken von Südosten her gekommen sind, und daß einzig am Südrand der Alpen, vielleicht in der Amphibolitzone von Ivrea, ihre Wurzeln gesucht werden können. Wir stehen in den Freiburgeralpen vor

Überfaltungsdecken von ungeheuer viel größeren Dimensionen und ganz anderem Charakter als die Glarnerdecken. Die Facies stimmt keineswegs mit der helvetischen der nächsten Nähe überein, sie ist teils südalpin, teils ostalpin. In ähnlichem Verhältnis, wie die Glarnerdecken und ihre analogen Decken der Berneralpen zum Aarmassiv stehen, so stehen die Decken der Préalpes zu den ganzen Alpen. Der Abstand der Wurzel von der Stirnregion erreicht nach Lugeon und Termier 100 km, und die Decken breiten sich fast längs der ganzen Alpen aus.

Die Decken der Préalpes setzen westlich der Rhone im Chablais fort; noch weiter westlich sind sie bis auf einzelne „Klippen" durch Erosion ausgefressen, und es erscheinen darunter die helvetischen Decken, die den Glarnerdecken entsprechen. Sie sind bis in die Préalpes maritimes der Provence verfolgt worden. — Östlich des Rheines legen sich auf die sich gegen Osten senkenden Glarnerdecken die Falknis- und die gewaltige Rhätikondecke, die denen der Préalpes romandes entsprechen. Mit der ostalpinen Trias ist der Gneis der Silvrettagruppe verknüpft, der nur als älterer liegender Kern der gewaltigen Triasdecke aufgefaßt werden kann. Die Trias liegt m Bündnerland fast überall auf dem jüngeren Bündnerschiefer oder auf den zerrissenen Rudimenten und basischen Eruptivgesteinsbrocken der Falknisdecke. Die Triaskalke des Rhätikon setzen kontinuierlich fort bis vor die Tore von Wien, und der ganze nördliche Alpenrand der Ostalpen kann ebensowenig wie der Rand der Schweizeralpen eine Wurzel n der Tiefe haben. Die Triasmassen liegen auf den Glarnerdecken oder direkt auf Flysch. — Die Glarnerdecken sind ur ein kleiner Teil im großen Gesamtbau der Alpen.

Trotz dem neuen Vorstoß, den Termier in die Ostlpen gemacht hat, erscheinen aber große Teile derselben noch ı Dunkel gehüllt. Ein Hauptgrund liegt in der mangelhaften opographischen Kartengrundlage und auch daran, daß die . k. geologische Reichsanstalt ihre geologischen Karten nicht ıbliziert. Und doch zeigen schon die jetzigen Kenntnisse, aß geologisch keine Grenze zwischen Ostalpen und estalpen vorhanden ist, daß die großen Überfaltungsecken von der Schweiz nach den Ostalpen überleiten, aß die Ostalpen aus den gleichen Ursachen und dem eichen Überfaltungsbauplan hervorgegangen sind, er den ganzen Alpen zu Grunde liegt.

Meine Herren, ich habe jetzt die vielen noch offenen agen wenig berührt; es war vielmehr meine Aufgabe, einige

Resultate der neuesten geologischen Forschungen in den Alpen besonders denen näher zu bringen, die nicht in den Alpen aufgewachsen sind. Wir dürfen uns freuen über die neuen Resultate in der Geologie der Schweizeralpen; wir dürfen aber auch mit freudiger Zuversicht an die schöne Arbeit gehen, die notwendig ist zur Lösung der großen, noch gebliebenen Fragen.

Nach langen Ruhezeiten, in denen sich das Tatsachenmaterial langsam und konstant gemehrt hat, kommt eine Zeit der Umprägung. Wir befinden uns jetzt in einer solch glücklichen Zeit, da alle Auffassungen sich neu beleben. Vor unserem Geiste erschließt sich ein geologischer Zeitabschnitt, in dem eine mächtige Überfaltungsdeke um die andere sich von Süden nach Norden hin über die Alpen drängte. Die Berge werden lebendig!

Herr Jaekel sprach dem Redner seine Freude aus, daß er den ungemein schwierigen und durch ihre Konsequenzen verblüffenden Problemen in einer äußerst sachlichen Weise gerecht geworden ist, und fragte an, ob über die Zeit dieser alpinen Gebirgsbildungen die ältere Auffassung bestehen bleibt oder sich bei den neueren Untersuchungen in dieser Hinsicht Anhaltspunkte für andere Annahmen ergeben haben.

Herr Philippi bemerkt etwa folgendes: Das Problem der „Doppelfalte“ ist nicht auf Glarus beschränkt. Verfolgt man das Alttertiär des Linthtbales weiter nach Westen über den Klausen- und Surenen-Paß und über Meiringen und Murren hinaus, so kommt man zu der Erkenntnis, daß die Lagerungsverhältnisse am ganzen Nordrande des Aarmassivs im wesentlichen die gleichen sind. Mit anderen Worten, dies Alttertiärband ist nahezu überall von Süden und von Norden her durch ältere Gesteine überschoben. Es scheinen hier nur zwei Erklärungen möglich zu sein: erstens zwei gegeneinander wirkende Schubrichtungen, die alte Doppelfaltentheorie von Heim, oder ein einheitlicher von Süden wirkender Schub, wobei aber die Schubfläche nördlich von dem Alttertiärband nach abwärts gerichtet ist (pli plongeant).

Es läßt sich nicht verkennen, daß die zweite Theorie manchen Erscheinungen (Nordwest streichende, Südost fallende Falten im Glarner überschobenen Alttertiär, mancherlei Facieseigentümlichkeiten etc.) besser gerecht wird, als die ältere. Noch mehr ist dies der Fall bei den exotischen Gesteinen der Préalpes Romandes und der Klippen, für welche diese Anschauungsweise sich zuerst einbürgerte. Man muß aber im Auge behalten, daß die Theorie der von Süden stammenden Schubmassen wirklich

bewiesen erst für wenige Punkte erscheint. So für die oberste Schubmasse der Préalpes (nappe des brèches), für den Gneis des Monte Leone am Simplon und für die Säntisketten, wofern sie mit der oberen Schubmasse der Churfirsten in unterirdischem Zusammenhang stehen.

Sind aber die Glarner Überschiebungsdecken samt Churfirsten und Säntis wurzellose Schubmassen, so müssen es auch Rhätikon und Silvretta sein. Da aber die nördliche Triaszone ebenso wie die krystalline Zone des Silvretta sich ununterbrochen nach Osten verfolgen lassen, so muß die gesamte nordalpine Trias und ein Teil der krystallinen Zentralzone ebenfalls eine wurzellose Schubmasse sein. Termier hat neuerdings versucht, dies zu beweisen; nach meinem Dafürhalten hat er aber bisher nur Behauptungen aufgestellt, für die ein Beweis noch aussteht. Denn man wird doch kaum petrographische Ähnlichkeiten zwischen ost- und westalpinen metamorphen Gesteinen als einen vollgültigen Beweis, besonders in einer so grundlegenden Frage, ansehen dürfen. Es scheint aber, daß speziell die Lagerungsverhältnisse westlich vom Brenner, soweit sie uns bekannt sind, gegen Termiers Auffassung sprechen.

In der Diskussion sprach Herr Paul Arbenz (Zürich) über die **Fortsetzung der Überfaltungsdecken westlich des Urnersees** (Vierwaldstättersee), im Kanton Unterwalden.

Ohne Zweifel kann man hier eine untere und obere Schub-asse unterscheiden. Die untere bildet die sichere Fortsetzung :r Glarner Überfaltungsdecke, die östlich des Urnersees die xenkette aufbaut, und mit der sich in der Gegend des Urner-es nach der Ansicht von Arnold Heim die Ausläufer der intisdecke vereinigen. Die obere entspricht der Drusbergdecke, e von Osten her mit dem Frohnalpstock bei Brunnen das Quer-l des Urnersees erreicht und westlich des Sees mit fast ganz nau gleichbleibendem Faltenbau durch Unterwalden verfolgt rden kann. Von ihr werden die Bauenstöcke, der Brisen und hl sämtliche Kreideberge zwischen dem Tal des Brünigpassse d dem Engelberger Tal gebildet. Der untern Schubmasse hören an: das Urirotstockmassiv, die Melchtaler Berge und iter westlich die den Berneroberländer Riesen vorgelagerten rgzüge des Schwarzhorns, Faulhorns, Männlichen, Schildhorns etc.

In Unterwalden ist die Breite der noch erhalten gebliebenen erfaltungsmassen geringer als in der östlichen Fortsetzung, in hwyz, Glarus und St. Gallen. Dies rührt nicht bloß von rkerer Abtragung her, sondern auch von geringerem Ausmaß Überfaltung. Dafür trat innerhalb der einzelnen Decken, onders der unteren, stärkerer Zusammenschub und somit

stärkere Faltung ein. Große, gegen Norden überstürzte Falten bilden den Grundzug der Tektonik der Kalkgebirge von Engelberg. Die Studien, die der Sprechende in diesem Gebiete gemacht hat und diesen Sommer weiter zu führen gedenkt, zeigten ihm ein Faltenbild, das darauf schließen läßt, daß die Überschiebungsfläche primär schon steiler gegen Norden einfiel, als weiter östlich in Uri und Glarus, daß die überschobenen Massen, die von S her über das kristalline Aarmassiv gekommen waren, gegen N stark abwärts gestoßen wurden, mit den Stirnrändern gegen unten drängten und besonders durch diese Stauung stark in sich gefaltet wurden, zuweilen in harmonikaähnliche Zickzackfalten. Mit Kilian[1]) könnte man annehmen, daß mit zunehmender Höhe des kristallinen Massives, das die Überfaltungsdecken zu überwinden hatten, diese weniger weit kommen, daß umgekehrt da, wo die kristallinen Massive ganz untergetaucht sind, dem Vordringen der Schubdecken nichts im Wege stand, so daß sie hier weiter alpenauswärts vorrücken konnten. Ob für die Schweizeralpen der Zusammenhang zwischen Höhe des Zentralmassivs und Ausmaß der Überfaltung so direkt ist, läßt sich nicht ohne weiteres sagen. Im allgemeinen scheint es, daß man in den Schweizer Alpen eher an ein gegenseitiges sich Ablösen der Überfaltungsdecken zu denken hat. Wo die eine Decke zurückbleibt, konzentriert sich der Schub auf eine andere, die entweder weiter vorgeschoben oder stärker gefaltet wird. Dem Intervall zwischen Aar- und Mont Blancmassiv entspricht z. B. zwar ein Vorstoß der Schubmasse mit exotischer Facies (Chablais-Stockhorngebiet); aber die helvetischen Falten, die gegen Osten so gewaltige Breite annehmen, sind dort stark zurückgeblieben. Man muß stets im Auge behalten, daß, wie auch Lugeon angenommen hat, die kristallinen Erhebungen, die in ihren höchsten Partien durch die Erosion freigelegt wurden und als sog. Zentralmassive erscheinen, relativ jungen Bewegungen ihre Entstehung verdanken dürften, d. h. daß sie während oder nach den großen Überfaltungen entstanden seien. In sich gefaltet war das Urgebirge und Altpaläozoikum schon in der Karbonzeit; doch alles wurde wieder ausgeebnet und vom Meere bedeckt. Erst im Jungtertiär, bei der allgemeinen Alpenfaltung, vielleicht sogar erst gegen Ende derselben, wurde das kristalline Gebirge zur heutigen Höhe aufgestaut. Diese alten, kristallinen Gesteine bilden auch vielfach Bestandteile von Überschiebungs- und Überfaltungsmassen; z. B. am Simplon, in Graubünden im Plessurgebiet (Aroser Rothorn), Oberhalbstein (Piz d'Err); ja nach Termier muß man konsequenter Weise auch annehmen, das ganze kristalline

---

[1]) Les phénomènes de charriage dans les Alpes delphino-provençales. Comptes rendus IX. Congrès géol. internat. de Vienne, 1904.

Massiv der Silvretta, die Oetztaler Alpen etc. seien überschobene Massen.

Was die Beweise für die neueren Ansichten in der Tektonik der Schweizeralpen anbelangt, so glaubt der Sprechende, daß die Deutung der Glarneralpen als einheitliches System von übereinanderliegenden, nach Norden gerichteten Überfaltungsdecken, allerdings den Schlüssel für die Beurteilung der gesamten schweizerischen Zentralalpen bildet. Untrügliche Beweise für eine von Süden kommende Überfaltung liegen aber auch in Unterwalden vor. Die dort zahlreichen, völlig nach Norden überstürzten Antiklinalen, und die Synklinalen, deren Umbiegungen im Süden in der Höhe direkt beobachtet werden können, lassen sich nur mit der neuen Auffassung in Einklang bringen.[1])

Herr SOLGER knüpfte an die Bemerkung des Herrn ARBENZ an, der die LUGEONsche Hypothese für bewiesen hält. Bewiesen sind im besten Falle die Lagerungsverhältnisse, d. h. die Wurzellosigkeit der Falten und die Regel, daß die nordwestlichsten Falten den südöstlichsten Ursprung haben. Die Konstruktionen zur Herstellung des ursprünglichen Faltungsbildes sind jedenfalls durchaus hypothetischer Natur. Ihre Schwäche liegt darin, daß sie das Vorhandensein und die spätere Zerstörung ungeheurer Massen mesozoischer Schichten fordern, von denen nichts erhalten geblieben sein soll.

Herr **F. SOLGER** sprach **über Staumoränen am Teltow-Kanal.** (Hierzu 4 Textfig.)

Die folgenden Ausführungen wollen dazu beitragen, die Oberflächengestaltung südlich von Berlin in ihren Einzelheiten zu erklären. Dabei waren zwei Gesichtspunkte für mich leitend: Erstens darf man meines Erachtens in diesem kleinen Gebiete von tektonischen Bewegungen ganz absehen. Da es sich ferner um ein Gelände von flachem Relief handelt, dem alle bedeutenderen Wasserläufe fehlen, so kommen als modellierende Kräfte nur die Begleiterscheinungen beim Abschmelzen des Inlandeises in Frage. Somit scheinen der Erklärung nicht allzu große Schwierigkeiten zu erwachsen. Zweitens aber zerstört das heranflutende Häusermeer Groß-Berlins von Jahr zu Jahr mehr Einzelheiten des Geländebildes, verdeckt einen Aufschluß nach dem andern, sodaß in kurzer Zeit der hier gemachte Versuch unmöglich sein wird, weil das Objekt verschwunden ist.

Einige Aufschlüsse an dem im Bau begriffenen Teltowkanal, mit denen ich Gelegenheit hatte, mich zu beschäftigen, mögen

[1]) Vgl. BERTRAND ET GOLLIEZ, Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. Bull. soc. géol. France; (3). **25.** 1897 S. 568—595.

zum Ausgangspunkte dienen. Der Kanal, der südlich von Berlin Dahme und Havel verbindet, beginnt bei Grünau, verläuft bis Britz in den Moorböden und Talsanden des Spreetales, durchschneidet dann die Teltower Hochfläche in etwa östlicher Richtung und folgt jenseits Steglitz dem Tale der Beke. Das Hauptinteresse vom geologischen Gesichtspunkte beansprucht der Abschnitt zwischen Britz und Steglitz, der allein tiefere Aufschlüsse geschaffen hat. Das Gelände zeigt hier in seiner Oberflächengestaltung ein abweichendes Gepräge gegenüber der nördlichen und südlichen Umgebung.[1]) Während auf dem kurzen nördlichen Stück des Teltowplateaus merkliche Talbildungen fehlen, und während im Süden die Talrichtung NO—SW, die normale Abflußrichtung von dem zurückweichenden Eisrande, maßgebend wird, drängen sich hier auf einem kurzen Raum zahlreiche schmale, meist gegen 10 m hohe Hügelzüge, O-W bis NW-SO gerichtet, zusammen. Die Mulden dazwischen haben einen sehr unebenen Boden, in dessen Vertiefungen sich zahlreiche, mehr oder weniger vollständig vertorfte Tümpel bei der Undurchlässigkeit des Lehmbodens angesammelt haben. Das Blatt Tempelhof der geol. Spez.-Karte enthält 114 derartige Tümpel, eine Erscheinung, die im ganzen übrigen Teile des Teltowplateaus nicht wiederkehrt. Einer dieser Seezüge ist es z. B., der den Schloßpark von Tempelhof durchzieht. Dieselbe Talrichtung drückt sich auch noch im Oberlauf der Beke aus bis zu der Stelle, wo sie mit der Kanaltrace zusammentrifft.

Schon Berendt[2]) hat auf eine ostwestliche Talbildung zwischen Tempelhof und Mariendorf aufmerksam gemacht. Er meint damit aber eine alte Schmelzwasserrinne, die dem Beketal von NO her zustrebt und streckenweise eine mehr westliche Richtung annimmt. Diese Rinne hat, wie ein Blick auf die Karte lehrt, mit den eben genannten Senken nichts zu tun, schon ihr Sandboden unterscheidet sie von dem Lehmboden der in Rede stehenden Einsenkungen. In den erwähnten Pfuhlen vermutete Berendt[3]) Riesenkessel und in den Senken, die sie verbinden, Erosionswirkungen des abfließenden Strudelwassers.

Das es sich um einfache Erosionsformen hier nicht handelt, wird aus den Aufschlüssen im Kanal klar. Unter jedem Hügelrücken zwischen Britz und Tempelhof hebt sich der in der Kanalsohle anstehende Untere Diluvialsand empor, sodaß seine Oberkante

[1]) Für das Folgende sei auf die Blätter Teltow und Tempelhof der geol. Spez.-Karte v. Preußen und auf die geol. Übersichtskarte (1 : 100000) der Umgebung von Berlin (Kgl. Preuß. geol. L.-A.) verwiesen, die eine ausgezeichnete Übersicht geben.

[2]) Erläutr. zu Blatt Tempelhof (geol. Spez.-Karte) S. 2.

[3]) Diese Zeitschr. 1880. S. 67.

in etwas flacheren Formen die Konturen der Tagesfläche wiedergibt. Die Wellen der letzteren sind also nur eine Folge des inneren Baues, sind Falten des Geschiebelehms.

Sehr viel deutlicher wird diese Erscheinung zwischen Lankwitz und Steglitz, wo die Oberfläche aus geschichtetem Material besteht und alle Faltungen daher genauer zu verfolgen gestattet. Vor allem lehrreich ist neben den Profilen zwischen Siemens- und Victoria-Straße und zwischen Luisen- und Birkbusch-Straße dasjenige in der nördlichen Kanalböschung zwischen der Victoria- und Luisen-Straße in Steglitz. (Fig. 1 und 2). Eine mit abwechselnd sandigen und tonigen Abschlämmmassen ausgefüllte Mulde, die man jetzt durch neuerdings aufgetragenen Schutt eingeebnet hat, ist auf beiden Seiten umgeben von stark gefalteten Schichtgewölben. Die sandigen und in ihrem oberen Teile feinsandigen und tonigen Schichten dieser Sättel werden auf der geologischen Karte dem Unteren Sande zugerechnet. Die Altersfrage möge hier zunächst zurückgestellt werden.[1]) Maßgebend für die Deutung ist das Alter des Faltungsvorganges. Derartige Faltungen sind aus dem Diluvium bisher nur als Wirkungen eines Eisschubes beschrieben worden, andrerseits kennen wir solche Stauwirkungen aber nur von vorrückenden Eismassen. Demnach ist zu entscheiden, ob sie beim Vorrücken der letzten Inlandeisbedeckung oder bei einem kurzen Vorstoß während ihres Rückzuges stattgefunden haben. Schon Schroeder[2]) hob hervor, daß das vorrückende Eis etwa emporgedrückte Terrainwellen selbst wieder verwischen müsse, wenn es über sie hinwegginge. Dieselbe Überlegung dürfte auch hier zutreffen. Allerdings handelt es sich hier nur um Stauchfalten von etwa 5 m Höhe, und ein Blick auf die beigefügten Figuren läßt erkennen, daß die Kuppen der einzelnen Falten auf der Höhe der Sättel z. T. abgetragen sind. Die Sandschichten, die sich transgredierend auf die abgeschnittenen Falten legen, gehen aber unmittelbar in die wohlgeschichteten Ausfüllungsmassen der Mulde über, und dieses ganze nach der Faltung gebildete Schichtensystem, dem grobkörnige Elemente fehlen, ist zweifellos durch das an den Muldenrändern niederrinnende und im Grunde sich sammelnde Regenwasser entstanden. Nichts deutet darauf hin, daß Gletschereis bei der Abtragung der Falten mitgewirkt hat. In den zahlreichen Mulden, die der Kanal sowohl oberhalb wie unterhalb der beschriebenen Stelle durchschnitten hat, und die z. T. in ganz das gleiche Material

---

[1]) Ich halte es für wahrscheinlich, daß die obersten hier mitgefalteten Schichten mit den auf S. 124 erwähnten muschelführenden Schlammschichten des Beketals gleichaltrig sind.

[2]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1888 S. 195.

eingesenkt sind, stets aber die gleichen Faltungserscheinungen zeigen, beginnt sofort auf dem Boden der Mulde die Torfbildung, ein Zeichen, daß die Mulden nach der letzten Eisbedeckung entstanden sind. Offenbar müssen wir aus allem auch für das Profil zwischen Luisen- und Victoria-Straße schließen, daß nur ein Vorstoß der zurückweichenden letzten Eisbedeckung die Ursache der heutigen Lagerung sein kann.

Für dies jugendliche Alter der Faltung bildet einen weiteren Beleg der Übergang ins Beketal. Wo die Beke augenblicklich in einem Holzgerinne über den Kanal geführt wird, wenig unterhalb der Birkbusch-Straße, sind in der SO-Böschung des Kanals die gleichen sandigen Schichten in schöner regelmäßiger Faltung wieder aufgeschlossen, und diese Falten werden von muschelführenden Schlammschichten überlagert, die in ihren unteren Lagen der Faltung vollständig folgen, in ihren oberen aber immer ebener gelagert sind. Letztere gehen nach oben in die sandig-humösen Schlammablagerungen des Beketals über, die von Torf bedeckt sind.[1] Es dürfte wohl anzunehmen sein, daß hiernach die Faltungen in den Steglitzer Sanden unmittelbar dem Nachlassen der Schmelzwässer und dem dadurch erst möglich werdenden Tierleben und Schlammabsatz in den entstehenden Flußseen voraufgegangen sind.

Wenig weiter südwestlich schneidet der Teltowkanal nach Überschreitung des oberen Beketals den Ostrand der jenseitigen Höhe an. Auch dort wieder stark gefaltete Sande! Der scharfe Knick, den die Beke hier macht, zeigt den bestimmenden Einfluß der Faltung auf den Ablauf der Schmelzwässer.

Bemerkenswert ist der Unterschied im Grade der Stauchung in der Umgebung von Britz und von Steglitz. An der ersteren Stelle hebt sich der Untere Sand unter den Lehmrücken regelmäßig empor, aber nur in flachen Wellen (Fig. 3), Fältelungen fehlen, nur einige Verwerfungen bekunden auch die Kleinarbeit der störenden Kräfte.

Dagegen ist die Kanalböschung in Steglitz eine wahre Musterkarte von einfachen, überkippten, selbst ausgequetschten Falten. Doch erklärt sich der Unterschied vollkommen durch das verschiedene Material der obersten Schichten. Die Eisstauchungen schieben notwendig die Oberfläche, die den Eisdruck unmittelbar empfängt, ungleich stärker zusammen als den tieferen Untergrund, auf den die Pressung erst durch Vermittelung jener obersten Schichten wirkt. Auch in dem Steglitzer Profil verlaufen die Wellenlinien in der Tiefe bereits viel ruhiger als an der Oberfläche, und auch bei Britz würde man gewiß starke

---

[1]) Am Talrande sind deutlich zwei Torfschichten zu unterscheiden, die von einem mittelkörnigen eisenschüssigen Sande in etwa 1 dm mächtiger Schicht getrennt werden.

Fältelungen sehen, wenn als oberste Schicht statt des ungeschichteten Lehms Sand- und Tonschichten vorhanden wären, die jede Abweichung von der ebenen Lagerung zu erkennen gestatteten.

Das allgemeine Gesetz in dem besprochenen Gebiete, daß die quer zu den Schmelzwasserrinnen verlaufenden Muldenformen der Oberfläche einem muldenförmigen Innenbau entsprechen, gestattet uns, die Fortsetzung der gestauchten Zone mit Hilfe der Talbildung weiter zu verfolgen. Ein Zug von kleinen Teichen, der den neuen Botanischen Garten durchzieht, führt uns nach der Gegend südlich von Dahlem. Hier, $1/2$ km südwestlich des Dorfes, finden wir wieder einen Aufschluß in einem Rücken von 6 bis zu 10 m Höhe, der sich in S-förmiger Krümmung zwischen zwei Mulden durch die sonst schwach profilierte Hochfläche zieht. Die Sandgrube, die hier Einblick gewährt, zeigt Unteren Sand, der sich im Scheitel des Rückens bis etwa $1/2$ m unter die Oberfläche erhebt und an dessen Hängen unter den Lehmabhang einschießt. Auch hier ist mithin dieselbe Tatsache zu beobachten: Aufwölbung des Unteren Sandes in den Erhebungen des Geländes.

Viel großartiger tritt diese Erscheinung in dem aus Kuppen und Rücken Unteren Sandes bestehenden Hügelzuge hervor, der vom Steglitzer Fichtenberg (72 m) über die Rauen Berge bei Südende (60 m), und den Rauen Berg jenseits der Dresdener Bahn (63 m) nach dem Schätzelberge bei Mariendorf (53 m) reicht und der sich im Fichtenberg rund 25 m über die Umgebung rhebt. Schon Berendt wies auf die auffallende Kuppe des teglitzer Fichtenberges[1] hin. Wenn er sie aber wegen ihrer achbarschaft zur Teltow-Seen-Rinne als ein Beispiel für die atsache anführt, daß die größten Höhen des Plateaus am Rande efer Rinnen liegen, so halte ich diese Nachbarschaft, wenn ich o sagen darf, für zufällig. Der Knick des Beketals, der dieses uf den Fichtenberg zulenkt, ist, wie die Aufschlüsse im Teltowanal zeigen, durch die Stauwellen bedingt, die sich quer vor as Beketal legen, und deren höchste eben von jenem Durchıgungszuge Unteren Sandes gebildet wird. Beketal und Fichtenrg gehören also zwei verschiedenen, einander genetisch fremden ographischen Elementen an.

Weiter gegen Westen fehlen fernere Aufschlüsse, aber das denrelief läßt vermuten, daß die beschriebene Stauzone ihre rtsetzung in dem Hügelrücken findet, der sich von den Militärhießständen bei Dahlem in nördlicher und dann in westlicher

[1]) Erläutr. zu Bl. Teltow, S. 3. Dort ist der Fichtenberg als Steg-l:er Berg bezeichnet, während unter Fichtenberg gemäß der alten neralstabskarte die Rauen Berge zwischen Südende und Steglitz standen werden.

Richtung bis zum Nordrande des Hundekehlensees hinzieht und der sich weniger ausgeprägt über die Sandgrube am Südende von Westend bis zum Spandauer Berg verfolgen läßt. Der Knick der Grunewaldseenrinne am Hundekehlen-See entspricht dabei ganz dem Knick der Bekerinne bei Steglitz.

Denselben Stauungen möchte ich endlich noch vermutungsweise die flache Talrinne zuschreiben, in der der Wilmersdorfer See liegt.[1]) Diese Rinne mündet westlich in die Grunewald-Seenrinne, östlich verflacht sie in Schöneberg in der Richtung auf die Stauwellen bei Tempelhof, die auch ihrerseits etwas auf sie zuzulenken scheinen. Für die glaciale Hydrographie wird sie wichtig durch den Zufluß, den sie in ihrem östlichen Teile am ehemaligen „Großen Fenn" von Norden her erhält. Wie die Grunewaldseenrinne über das Berliner Haupttal hinaus verlängert auf den Pankelauf trifft[2]), so trifft dies ihr parallele Rinnenstück auf die Einsenkung des Barnimplateaus, die an ihrem Nordostende den Weißen See birgt. Gegen Südwesten aber liegt in derselben Richtung die Bekerinne, und es ist bemerkenswert, daß das nahezu einzige Vorkommen von Diluvialsand über dem Geschiebelehm der Hochfläche in dieser Gegend („Oberer Diluvialsand"), das die Geologische Spezialkarte verzeichnet, sich auf eine Reihe von Flecken verschiedener Höhenlage beschränkt, die auf der Verbindungslinie zwischen dem Beketal und dem erwähnten Rinnenstücke bei Schöneberg liegen. Es macht den Eindruck, als ob der ursprüngliche Abfluß kurze Zeit diesen geraden Weg gewählt hatte und erst durch die Aufwölbung der Erhebungen südlich der Wilmersdorfer Seenrinne nach Westen abgelenkt ist. War dem so, dann sind jene Friedenauer Höhen gebildet worden, als sie schon im Gebiete der jüngsten Schmelzwässer lagen, d. h. vor dem Eise, aber als das Berliner Haupttal noch nicht vorhanden war, also nahe vor dem Eisrande. Trotzdem die Böschungen dieser Höhen sehr flach sind, und der höchste Punkt, der Signalberg bei Friedenau (50 m) — übrigens auch eine Durchragung Unteren Sandes — nur wenige Meter über dem allgemeinen Hochflächenniveau (dort zwischen 40 und 45 m) liegt, so halte ich sie doch aus den dargelegten Gründen ebenfalls für Staumoränen, und zwar für die Fortsetzung der Tempelhofer Züge, weil von dem östlichen Ende der Wilmersdorfer Seenrinne noch im heutigen Oberflächenrelief eine deutliche geradlinige Mulde die Verbindung mit den Seen am Birkenwäldchen in Tempelhof vermittelt.

---

[1]) Vgl. die Skizze f. 4.

[2]) Vgl. Berendt u. Dames, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin. Berlin 1885. S. 14 und Diese Zeitschr. 1880. S. 69.

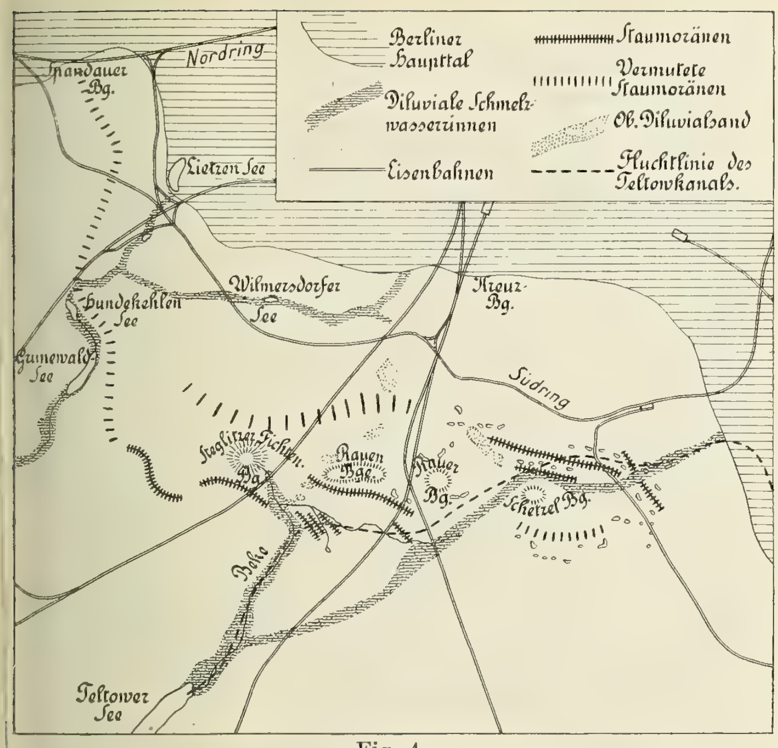


Fig. 4.

So ergibt sich eine Stauzone von wechselnder Breite, die in einem großen Viertelkreise, oder besser in einem rechten Winkel, von Britz zwischen Tempelhof und Mariendorf hindurch über Südende, Steglitz, Dahlem nordwärts nach Westend zieht. Nachgewiesen ist die Staumoränennatur dieses Gürtels nur zwischen Britz und Dahlem, von da ab aus dem Geländebilde vermutet. (Fig. 4).

Auf dem näher untersuchten Stück ist der Bau der Zone insofern ein einheitlicher, als eine Zone ausgeprägter Durchragungen im Norden und Süden begleitet wird von einer Zone kleinerer, aber oft stark zusammengeschobener Falten; aber im Westen sind die Durchragungen höher, die nördlichen begleitenden Wellen flacher geböscht als im Osten, wo die ganze Zone östlich der Linie Mariendorf-Tempelhof eine gleichmäßigere Verteilung der Falten zeigt. Ob sich für diese Verschiedenheit eine einfache Begründung wird finden lassen, soll eine Aufgabe weiterer Beobachtungen sein.

Wir kommen zu der Frage: Welche Rückschlüsse lassen sich aus den beobachteten Tatsachen auf das Verhalten des Inlandeises während der Bildung dieser Stauzone ziehen?

Stauchungen sind bisher nur bei vorrückenden Gletschern beobachtet worden.[1]) Schon der stationäre Eisrand kann wohl eine Aufpressung vor seinem Ende hervorrufen, aber er wird kaum imstande sein, die Oberfläche zusammenzufalten, sondern wie ein in ein Moor geschütteter Sanddamm eher ein Bersten der obersten Schicht hervorzurufen geneigt sein. Allerdings ist auch im rückwärtsschreitenden Gletscher das Eis in vorwärtsschreitender Bewegung, aber man muß bedenken, daß sich diese Bewegung ganz überwiegend, wenn nicht ausschließlich, zwischen den einzelnen Teilen des Eises vollzieht, nicht zwischen Eis und Unterlage.[2]) Je mächtiger der Eismantel ist, um so mehr werden sich die Reibungsverhältnisse zu Gunsten der inneren Bewegungen verschieben, denn desto plastischer wird das Eis, desto größer andererseits der Druck und die Reibung gegenüber der Unterlage. Anders am Eisrand, der wohl den Druck auf die Unterlage in gleichem Maße wie die inneren Eispartieen vermittelt, aber nicht unter dem allseitigen Druck steht, der seine Eismasse plastisch machen würde. Hier wird die Hauptwirkung gegen den Untergrund erfolgen, und so erscheint auch theoretisch eine Vorwärtsbewegung des Eisrandes als die Vorbedingung für Stauchungen des Untergrundes.

In dem hier vorliegenden Falle zeigt die Erhaltung des Reliefs, das durch diese Stauchung erzeugt wurde, daß das Eis die selbst geschaffenen Wellen nicht wieder überschritt, daß es vor ihnen Halt machte, um sich weiter zurückzuziehen. So sind derartige auch orographisch hervortretende Staumoränen, wie Schroeder es für die allerdings erheblich großartigeren uckermärkischen Durchragungen nachwies, unter allen Umständen Anzeichen einer Pause innerhalb des Abtauens der Inlandeisdecke, d. h. Belege für eine klimatische Schwankung, der man keinen zu lokalen Charakter beilegen darf; denn die Riesenmasse des Inlandeises wird selbst ein viel zu wichtiges Moment in dem Klima des Randgebietes gebildet haben, als daß dort lokale

---

[1]) Der Verlauf der auf den Vortrag folgenden Erörterung veranlaßt mich, den zu Grunde liegenden Gedankengang hier noch einmal breiter auszuführen, obwohl alles Prinzipielle meist schon bei Schröder (Jahrb. der Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1888. S. 188—209) steht.

[2]) E. v. Drygalski, Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893 I. S. 517.

klimatische Verschiedenheiten von erheblichem Einfluß hätten auftreten können. BRÜCKNER[1]) hat darauf hingewiesen, wie sich in den Eiszeiten und Interglacialzeiten, in den verschiedenen Rückzugsetappen des Eises, in den einzelnen Moränenwällen endlich Klimaschwankungen verschieden langer Periode ausdrücken, die neben einander hergegangen sind. Mehr noch als das alpine wird das norddeutsche Diluvium geeignet sein, durch genaue Verfolgung der Spuren des zurückweichenden Eises diese verwickelten klimatischen Verhältnisse zu entwirren, weil die ungleich größere Eismasse in viel geringerem Maße lokalen Einflüssen unterworfen gewesen sein wird und deshalb die allgemeinen reiner zeigt.

Es bedarf wohl keines Hinweises, daß ich als Ursache der beschriebenen Stauzone keine Schwankung von der Ordnung annehme, wie sie die uckermärkischen Staumoränen oder gar die Joachimsthaler Blockpackungen schufen. Unzweifelhaft handelt es sich im vorliegenden Falle um eine sehr viel weniger auffallende Erscheinung. In der Uckermark überragen die Durchragungszüge häufig die Umgebung um etwa 20 m, während bei Steglitz nur der Fichtenberg und der Raue Berg solche Bedeutung erlangen. Aber daneben erwähnt auch SCHRÖDER[2]) Durchragungszüge, die sich topographisch gar nicht markieren. Über die Größe der Ursache läßt sich nichts genaueres sagen, bis es gelingt, ein Maß für sie aus ihrer Wirkung herzuleiten, was zur Zeit nicht der Fall ist. Nur über den Ort, bis zu dem der Eisrand vorstieß, wird sich aus der geringen Mächtigkeit der gestörten Schicht, bezw. aus der raschen Verflachung der Stauwellen nach unten die Vermutung ableiten, daß er sehr nahe an der Stauzone lag. Ob aber jeder Stauwelle ein besonderer Vorstoß entprach, müssen Beobachtungen auf einem reicheren Felde zeigen.

Zum Schlusse sei noch ein kurzer Blick auf das Vor- und Hinterland der Steglitzer Stauzone gestattet. Schreiten wir von ihr nach NO, so finden wir am Rande des Berliner Haupttales[3]) im Kreuzberg wieder eine Aufwölbung,[4]) die sogar den Unteren Geschiebemergel bis in eine Höhe von mehr als 60 m emporhebt; aber die Bildung jenes Tales hat rings alles fortgerissen, was den genetischen Zusammenhang dieser Aufwölbung klarlegen könnte. Östlich setzt sich letztere in den hochgelegenen Unteren

[1]) Geogr. Zeitschr. **10.** 1904. S. 577.
[2]) a. a. O. S. 186.
[3]) Dieser Rand bildet hier einen Winkel, der der Steglitzer Stauzone auffallend parallel ist. Vgl. f. 4.
[4]) Vgl. das Profil von BERENDT. Erläutr. zu Blatt Tempelhof der Geol. Spec. Karte. t. 2.

Sanden der Hasenheide fort. Vielleicht sind auch die Müggelberge in diesem Zusammenhange zu erklären, und wir haben es hier möglicherweise mit Stauungen zu tun, die für den Verlauf des Berliner Haupttals maßgebend waren. Doch sind diese Andeutungen vorläufig zu sehr Bruchstück, als daß sie zum Ausgangspunkte weiterer Betrachtungen dienen dürften.

Werfen wir nun einen Blick auf das südwestliche Vorland! Bis in die Linie Teltow-Mahlow ist das Relief der Teltower Hochfläche ein sehr gleichmäßiges, dessen Tiefenlinien durch die NO-SW verlaufenden Schmelzwasserrinnen bezeichnet werden. Nur der Westrand enthält ein abweichendes Element. Pichelsberge, Schildhorn, Karlsberg (79 m) und Havelberg (97 m) bilden einen Höhenzug, der bis zu 50 m das Niveau der Hochfläche überragt. Für so plötzlich auftretende Höhendifferenzen kennen wir im norddeutschen Glacialgebiet neben den — hier wohl ausgeschlossenen — tektonischen Kräften keine anderen Ursachen als die Stauungen und Aufschüttungen, die mit einer Stillstandslage des Eisrandes im Zusammenhang stehen, und so hat ihnen denn schon Keilhack[1]) Endmoränencharakter zugesprochen. Gegen Süden flachen die Höhen ab, aber ihr Einfluß ist anscheinend noch bemerkbar in dem weiten Bogen nach Osten, den die Grunewaldseenrinne zwischen dem Schlachtensee und Wannsee zu machen gezwungen ist. Dieser Bogen aber liegt in der direkten Verlängerung der Linie Mahlow-Teltow, die auch aus anderen Gründen Beachtung verdient. Sie wird zunächst bezeichnet durch eine NW-SO, d. h. in der vermutlichen Richtung des einstigen Eisrandes, verlaufende Talbildung, in deren ungefährer Verlängerung die Mulde des Flutgrabens zwischen Kl.-Ziethen und Kiekebusch liegt. Südlich dieser Linie treten Durchragungskuppen Unteren Sandes sehr zahlreich und z. T. in beträchtlicher Größe auf. So überragen die Gr.-Kienitzer Berge das Plateau um etwa 20, der Gr.-Machnower Weinberg um 30 m. Mit den Durchragungen in engem Zusammenhang steht das häufige Auftreten NW-SO gerichteter Täler, so vor allem die vermoorten Täler bei Gr.-Beeren, Rangsdorf, Gr.-Beuthen, Christinendorf. Den Aufpressungserscheinungen dieses Gebietes hoffe ich noch später größere Aufmerksamkeit widmen zu können. Seinen Abschluß findet dieser Geländeabschnitt im Saarmunder Tal und in der dahinter sich von Potsdam bis Trebbin hinziehenden Hügelkette, die nicht nur durch ihre ansehnliche Höhe, sondern auch durch die südwestlich sich vor ihr ausdehnenden Sandrflächen entschiedenen Endmoränencharakter bekundet.

---

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1898 S. 100 und t. VII.

Aus all diesen Stauungen und Endmoränen geht hervor, daß der Eisrand nicht dem Glogau-Baruther Tal parallel zurückwich, sondern in seinem westlichen Teil nach Norden abbog. Das Abtauen erfolgte also hier nicht von Süden, sondern auch von Westen her. Im Einklang damit steht die Auffassung Keilhacks,[1]) daß der Fläming noch eine Eiskappe trug, als das Eis sich schon von dem unmittelbar nördlich gelegenen Gebiet zurückgezogen hatte. War das der Fall, so konnte das dazwischenliegende Eis nur von den Seiten her abgetaut sein, und da der Abfluß im Westen lag, so konnte es nur von Westen her geschehen. Daraus erklären sich jedenfalls die beiden Schrammungsrichtungen auf den Rüdersdorfer Kalkschichtenköpfen. Beim Vorrücken des Eises, das von Norden nach Süden erfolgte, gruben sich die Furchen in dieser Richtung ein, beim Abtauen wurde da, wo der Eisrand am stärksten angegriffen wurde, der Widerstand, den die nachdrängenden Massen zu überwinden hatten, am geringsten, und die Schubrichtung innerhalb des Eiskörpers mußte nach dieser Seite hin, im vorliegenden Falle gegen Westen, ausbiegen. So entstand die zweite, entsprechend ihrer kürzeren Dauer weniger tiefe Schrammung in Rüdersdorf. Weiter folgt übrigens, daß das Glogau-Baruther Haupt tal nicht auf einmal entstanden sein kann, sondern stückweise von Westen her, und es ist zu vermuten, daß sich bei der demnächstigen geologischen Kartirung eine Reihe von Moränenstücken werden auffinden lassen, die, von Nordwesten her auf den Fläming zulaufend, das Baruther Tal in mehrere verschiedenaltrige Abschnitte teilen.

In der anschließenden Diskussion bemerkte der Vorsitzende Herr Beyschlag, daß er den Ausführungen des Redners nach keiner Richtung hin und in keinem Teile beizupflichten vermöge.

Herr Wahnschaffe äußerte sich folgendermaßen:

Die vom Teltow-Kanal durchschnittene Teltowhochfläche stellt ein flachwelliges, oft nahezu ebenes Gelände dar, in das eine Reihe von kesselartigen Pfuhlen oder Söllen eingesenkt ist, und dessen Oberfläche zum größten Teil aus Geschiebemergel mit seinen auflagernden Verwitterungsprodukten gebildet wird. An einigen Stellen wird die Geschiebemergelplatte von den darunterliegenden geschichteten Diluvialsanden durchbrochen, und man erkennt sowohl hier als auch in den Aufschlüssen am Teltow-Kanal, daß die Sandschichten wellig aufgebogen sind. Diese Erscheinung ist absolut nichts ungewöhnliches, sondern kann in allen flachen Geschiebemergelhochflächen, wo Aufschlüsse

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1886. S. 144.

vorhanden sind, beobachtet werden. Aus diesen Erscheinungen Stillstandslagen des Inlandeises abzuleiten, halte ich aus dem Grunde nicht für angängig, weil solche Eisrandlagen gewönhlich auch durch Aufschüttungsmassen gekennzeichne tsind und, im Fall sie als „Staumoränen" im Sinne H. SCHROEDERS auftreten, als scharf wallartige Kämme aus der umgebenden Landschaft sich erheben. Die flach-wellige oder -kuppige Aufwölbung des den Geschiebemergel unterteufenden Sandes kann sogleich bei dem ersten Vorrücken des Inlandeises der letzten Vereisung über seine Schmelzwasserabsätze erfolgt sein oder auch bei verschiedenen Phasen des Wiedervorrückens innerhalb der Abschmelzperiode. Es wird sich dies nur in seltenen Fällen sicher entscheiden lassen.

Die von Herrn SOLGER als Beweis für den Zusammenschub des Sandes angeführten Verwerfungen innerhalb desselben sind eine ganz allgemein zu beobachtende Erscheinung, deren Ursache zwar in einigen Fällen auf Eisdruck zurückgeführt werden mag, aber meist wohl als Sackungen anzusehen sind, die dem Sinken des Grundwassers ihre Entstehung verdanken. Diese Verwerfungen finden sich beispielsweise auch in Talsanden, die nicht vom Eise überschritten worden sind.

Herr KEILHACK bemerkte, daß man die endmoränenartigen Höhenzüge entlang der Havel von Spandau bis Wannsee und entlang dem Westrande des Nuthetales südlich von Potsdam weder als Durchragungszüge noch als Staumoränen bezeichnen dürfe, da es sich in ihnen nicht um Aufpressungen mit älterem Kerne, sondern um jungglaciale Aufschüttungen von mächtigen Sanden und Kiesen in der Randzone des Inlandeises handle.

Herr WEISSERMEL weist darauf hin, daß Kerne Unteren Sandes in Geschiebemergelhöhen als eine sehr gewöhnliche Erscheinung im norddeutschen Diluvium zu beobachten seien, wo nur entsprechend tiefe Aufschlüsse vorhanden sind, entstanden durch Aufpressung und Aufschüttung in Hohlformen der Unterseite des Eises; daß ferner oberflächliche Stauchungserscheinungen der Grundmoräne außerordentlich häufig und verbreitet seien, auch an Stellen, an denen keinerlei Anzeichen für eine länger dauernde Stillstandslage des Eisrandes vorhanden sind; daß endlich kleine Verwerfungen in Diluvialsanden in den allermeisten größeren Sandaufschlüssen zu beobachten seien, auch bei Sanden, die, wie Talsande, niemals mehr vom Eise überschritten worden sind, zu deuten meist als einfache Rutschungserscheinungen in dem losen Sandmaterial; und daß folglich bei der Verwendung der drei genannten Phänomene zur Konstruktion von Stillstandslagen des Eisrandes größte Vorsicht geboten sei.

Herr SOLGER erwidert darauf:

Eine Entgegnung auf Herrn BEYSCHLAGS Bemerkung erübrigt sich, da jene rein persönlicher Natur ist.

Herrn KEILHACK bin ich für seine Belehrung sehr dankbar. Ich habe mich für berechtigt gehalten, sie schon in der Drucklegung des Vortrags zu verwerten, da sie nur eine anhangsweise von mir geäußerte Vermutung betrifft und an meinen Schlußfolgerungen nichts ändert.

Näher eingehen möchte ich jedoch auf die Einwände des Herrn WAHNSCHAFFE.

Der kurzen Charakteristik, die Herr WAHNSCHAFFE von dem Relief der Teltowhochfläche bei Tempelhof gibt, fehlen einige Züge, die mir wichtig erscheinen. Ich verweise darin auf meine oben[1]) gegebene Beschreibung und möchte nur betonen, daß die Kessel nicht regellos verteilt sind, sondern in langgestreckten Mulden liegen, wie schon BERENDT betonte. Das Entscheidende scheint mir nicht das Vorhandensein von Pfuhlen, sondern das Auftreten eines Muldengürtels, dessen Streichen quer zur allgemeinen Abflußrichtung der Schmelzwässer verläuft, und in dem die Kessel jener Pfuhle nur beweisen, daß es sich nicht um Erosionsrinnen handelt. Dieser Beweis wird gesichert durch die Aufschlüsse im Teltowkanal. Daß jene Mulden und Kessel erst nach der letzten Eisbedeckung während der Abschmelzperiode entstanden sind, daran hat schon BERENDT[2]) nicht gezweifelt.

Betreffs des Vergleiches mit den SCHROEDERschen Stauoränen verweise ich gleichfalls auf meine obigen[3]) Ausführungen. uch bei jenen fehlen die von Herrn WAHNSCHAFFE geforderten ufschüttungen; das zeigt ein Blick auf die geologische Spezialırte, und SCHROEDER hebt ausdrücklich hervor, daß die ulden innerhalb der Durchragungszone im allgemeinen nicht ınd-, sondern Lehmboden zeigen.[4]) Gewiß sind die uckerirkischen Moränen größer und heben sich demgemäß schärfer : wallartige Kämme aus der Umgebung ab, doch habe ich oben reits betont, daß die Größe der Ursache sich aus den ıuungen z. Z. auf keinem exakten Wege beurteilen läßt. es sich somit doch nur um Meinungen handelt, so will i der Meinung des erfahreneren Geologen nicht die des unahreneren entgegensetzen. Nur sei der Hinweis gestattet, daß mir bedenklich erscheint, die Anerkennung einer Staumoräne

---

[1]) S. 123.
[2]) Diese Zeitschr. 1880 S. 67.
[3]) S. 129.
[4]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1888 S. 172 und 208.

grundsätzlich von einer bestimmten Minimalgröße abhängig zu machen. Ich glaube kaum, daß das ohne Willkürlichkeit geschehen kann.

Was endlich die Schlußbemerkung betrifft, so halte ich zwar die häufigen Verwerfungen in den beschriebenen Staumoränen ebensowenig für Sackungserscheinungen, wie die in den Schroederschen Durchragungszügen,[1]) im übrigen lege ich auf ihre Beweiskraft so wenig Wert, daß ich sie bei der Drucklegung des Vortrages, wie ich nachträglich sehe, kaum erwähnt habe. Ich benutze aber die Gelegenheit, um nachzutragen, daß auch diese charakteristische Begleiterscheinung glazialer Stauchungen, die sich von einfachen Rutschungserscheinungen in Talsanden meist ziemlich sicher unterscheiden läßt, in dem beschriebenen Gebiete nicht fehlt.

Herrn Weissermel stimme ich durchaus bei. Auch ich halte Vorsicht für sehr notwendig, nicht nur bei Feststellung von Stillstandslagen des Eises, sondern überhaupt bei allen wissenschaftlichen Schlüssen; aber auch beim Negieren scheint sie mir geboten. Will man die Konsequenzen einer Theorie nicht ziehen, so muß man folgerichtig die ganze Theorie verwerfen. Will man nicht aus allen Stauchungsformen, die vom Eise später nicht wieder überschritten worden sind, auf Vorstöße des zurückweichenden Eises schließen (gleichgiltig, ob sie von langer oder kurzer Dauer waren), dann muß man überhaupt die Auffassung bekämpfen, daß Staumoränen im Prinzip Endmoränen sind. Das kann aber natürlich nicht im Rahmen einer kurzen Diskussionsbemerkung geschehen, sondern würde eine eingehende Begründung erfordern.

Die Tatsache, daß Stauchungserscheinungen im norddeutschen Diluvium sehr verbreitet sind, scheint mir kein Grund, die Vorgänge zu leugnen, die zu ihrer Entstehung führten. Umgekehrt halte ich es zur genaueren Kenntnis dieser Vorgänge für sehr wünschenswert, daß alle derartigen Stauchungen aufgezeichnet werden. Jeder Fundpunkt diluvialer Conchylien ruft eine oder mehrere Abhandlungen hervor. Warum will man den Staumoränen nicht das gleiche Recht zubilligen?

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Beyschlag. J. Böhm. Philippi.

---

[1]) a. a. O. S. 175 u. 186.

Briefliche Mitteilungen.

5. Über die Abgrenzung der Innenmoräne.

Von Herrn J. Martin.

Hierzu 1 Abbildung.

Oldenburg, den 11. März 1905.

Es ist eine langbekannte Tatsache, daß das Inlandeis eine Innenmoräne mit sich führt. Wenn es gleichwohl im allgemeinen nicht üblich ist, diese Moräne als ein besonderes Glied des Diluviums aufzufassen, so mag dies vornehmlich seinen Grund darin haben, daß sich ihrer Abgrenzung gewisse Schwierigkeiten entgegenstellen. Es soll daher hier die Frage erörtert werden, durch welche Eigenschaften die Innenmoräne von den übrigen Glacialablagerungen sich unterscheidet, und wie sie dementsprechend von diesen abzugliedern ist.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, muß ich einige Bemerkungen über meine Nomenklatur vorausschicken, die von der gebräuchlichen nicht unwesentlich abweicht.

Das glaciale Diluvium zwischen Weser und Rhein habe ich in vier Stufen gegliedert:[1])

4. Späthvitåglacial.
3. Inglacial, Innenmoräne oder Geröllglacial } Moränenglacial.
2. Subglacial, Grundmoräne oder Geschiebeglacial } Moränenglacial.
1. Frühhvitåglacial.

Unter „Hvitåglacial“ verstehe ich die von den Gletscherflüssen (hvitåar) auf dem Vorlande des Inlandeises abgelagerten Sedimente, und ich unterscheide diese als „Früh-“ und „Spätvitåglacial“, je nachdem sie vor oder nach der Eisbedeckung entstanden sind.

Als „Moränenglacial“ dagegen bezeichne ich die Endmoränen, wie diejenigen Block-führenden Ablagerungen, welche hinter dem Eisrand aufgehäuft wurden. —

---

[1]) Diluvialstudien III. Vergleichende Untersuchungen über das Diluvium im Westen der Weser. 2. Gliederung des Diluviums. Jahresber. Nat. Ver. Osnabrück 11.

Man pflegt in Deutschland die Ablagerungen der Gletscherflüsse als „Fluvioglacial" zu bezeichnen. Ich habe diese Benennung zunächst deshalb vermieden, weil in einem Gebiet, wo neben dem nordischen, glacialen ein südliches, fluviatiles Diluvium vorkommt, das sich stellenweise mit jenem zu einem „gemengten" Diluvium vereinigt, die Bezeichnung Fluvioglacial leicht zu Irrtümern Anlaß geben könnte. Sodann deckt sich dieser Begriff auch nur teilweise mit dem, was ich unter Hvitåglacial verstehe. Man rechnet nämlich zum Fluvioglacial nicht nur die Sedimente, welche von den Gletscherflüssen auf dem Vorlande des Inlandeises abgelagert wurden, sondern auch die Geröllåsar, deren Bildungsstätte hinter dem Eisrand gelegen ist. Da ich diese letzteren Gebilde dem Moränenglacial beiordne, so fasse ich mithin das „Hvitåglacial" gegenüber dem „Fluvioglacial" um ebensoviel enger, wie ich den Begriff „Moränenglacial" weiter ausdehne, als es sonst üblich ist.

Die hervorragende Stellung, welche die Geröllsande, namentlich in Form von Geröllåsar, in der jüngeren Stufe des Moränenglacials einnehmen, hat mich veranlaßt, dieser die Bezeichnung „Geröllglacial" beizulegen. Hiermit soll also ausgedrückt sein, daß Geröllsanden ein Hauptanteil an der Zusammensetzung des Inglacials zufällt, nicht aber, daß das Steinmaterial der Innenmoräne ausschließlich aus Geröllen besteht, und ebensowenig, daß jeder Geröllsand von mir als eine inglaciale Bildung aufgefaßt wird. Von den inglacialen Geröllsanden sind die früh- und späthvitåglacialen Geröllsande zu trennen.

Statt das Wort „Geschiebe" auf alle erratischen Blöcke anzuwenden, bezeichne ich hiermit nur diejenigen Findlinge, welche die Spuren der Schubwirkung an ihren Schliffflächen und Schrammen erkennen lassen, und da solche Steine, wenn auch nicht ausnahmslos, so doch weitaus vorwiegend in der Grundmoräne angetroffen werden, so habe ich für diese den Namen „Geschiebeglacial" in Vorschlag gebracht. Während unter denjenigen Bildungen, die wir in der Diluvialliteratur als „Geschiebelehm" oder „Geschiebesand" beschrieben finden, nicht nur subglaciale, sondern auch inglaciale Moränen vertreten sind, lege ich nur ersteren diese Namen bei. „Geschiebelehm" und „Geschiebesand" in dem sonst üblichen, weiteren Sinne möchte ich durch „Blocklehm" und „Blocksand" ersetzt wissen*), sodaß unter letztere Bezeichnungen sowohl inglaciale als subglaciale Moränen einbegriffen sind. —

---

*) Der Name „Blocklehm" wurde zuerst von L. Meyn auf die obere der beiden in Schleswig-Holstein vorkommenden Lehm- und

Es darf als erwiesen erachtet werden, daß die Bildung der Grundmoräne vorwiegend auf Kosten der Innenmoräne von statten geht, indem diese infolge subglacialer Abschmelzung aus dem Eis allmählich sich loslöst und als Grundmoräne unter dem Eis sich anhäuft.

Solange der Schmelzverlust durch die Zufuhr neuer Eismassen ausgeglichen wird, sodaß der Eisrand stationär bleibt, solange geht auch die Umwandlung der Innenmoräne in eine Grundmoräne ununterbrochen vor sich. Dagegen gelangt die Innenmoräne als solche zur Ablagerung, sobald der Schmelzverlust den Nachschub zu überwiegen beginnt. Je ungestümer die Abschmelzung sich vollzieht, um so mehr wird die Innenmoräne von den feineren Beimengungen befreit, und umsomehr wird das gröbere Material abgerollt. Erfolgt der Rückzug des Eises jedoch langsam, sodaß die Schmelzwasser nur spärlich fließen, so werden die tonigen Beimengungen, von denen die unteren Partieen des Eises durchsetzt sind, zum größeren oder geringeren Teil ebenso an Ort und Stelle zurückbleiben, wie das gröbere Material, während dieses eine wesentliche Formveränderung nicht erleidet.

In letzterem Fall kann sonach eine Bildung entstehen, welche Ähnlichkeit mit einer Grundmoräne hat, im anderen Fall dagegen ein Sediment, das von einem hvitåglacialen Geröllsand nur schwer zu unterscheiden ist.

Wenn wir als „Hvitåglacial" meinem Vorschlag gemäß nur diejenigen Bildungen bezeichnen, welche von den Schmelzwasser-

---

Mergelbänke angewandt, weil in ihr „eine Anzahl größerer Blöcke" enthalten ist. Die untere Bank dagegen nannte Meyn „Gletschermergel", „weil sie die Vorratskammer unzähliger Gletscherschliffe auf den Steinen ist."[1])

Hiernach repräsentiert die untere Bank zweifellos das Subglacial, während die obere — im großen ganzen wenigstens — dem Inglacial angehören dürfte. Unter Blocklehm im Sinne Meyns würde demnach eine inglaciale Bildung zu verstehen sein. Da aber das Subglacial keineswegs arm ist an großen Blöcken, so steht nichts im Wege, jene Bezeichnung auch auf die untere Stufe des Moränenglacials auszudehnen. —

Neuerdings wendet Joh. Elbert diese Benennung im Gegensatz zu Meyn auf den subglacialen Geschiebelehm an[2]). Wenn ich den Autor recht verstehe, so soll dieser Lehm den Namen „Blocklehm" deshalb führen, weil er beim Zerschlagen in „unregelmässige, große und kleine, stumpfeckige Stücke" zerfällt.

---

[1]) Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. 1. S. 649.

[2]) Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen, sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. Greifswald 1904, S. 14.

strömen auf dem Vorlande des Inlandeises abgelagert wurden, und wenn wir andererseits, wie die Grundmoräne, so auch die übrigen Block-führenden Sedimente, deren Ablagerung unter dem Eis erfolgte, dem Moränenglacial beirechnen, so gehören zu letzterem ebenfalls die Geröllåsar, da aus dem radialen Verlauf, den diese Höhenrücken und Hügelketten zu den Endmoränen einnehmen, zu ersehen ist, daß sie ebenso, wie die aus Geschiebelehm aufgebauten Drumlins hinter dem Eisrand entstanden sind.

In Anbetracht der Mächtigkeit der Geröllåsar, welche im allgemeinen die der Grundmoräne weit übertrifft, ist es ausgeschlossen, daß diese Höhenrücken als ein umgelagertes Subglacial aufgefaßt werden dürften. Dem widerspricht auch, daß die Grundmoräne nicht selten als Geschiebelehm in völlig intakter Beschaffenheit im Liegenden der Geröllåsar angetroffen wird. Somit können wir die Geröllåsar ohne Bedenken für Gebilde in Anspruch nehmen, die in der Hauptsache wenigstens aus dem Inglacial hervorgegangen sind. Daß in untergeordnetem Maße auch umgelagertes Subglacial an ihrer Bildung beteiligt sein kann, soll freilich nicht bestritten werden. Auch kann es vorkommen, daß zufolge eines erneuten Aufsitzens der Eisdecke ein- und aufgelagertes Subglacial in unveränderter Form bei den Åsar in die Erscheinung tritt. Dadurch kommt eine Bildung zustande, die eine Zwischenstellung zwischen den Geröllåsar und Drumlins einnimmt.

Da in diesen Zwischengliedern bald das Geröllglacial, bald das Geschiebeglacial vorherrschen kann, so ist eine scharfe Grenze zwischen den Geröll sar und Drumlins nicht zu ziehen. Ich möchte daher einen früheren Vorschlag hier wiederholen, nämlich die Drumlins ebenfalls zu den Åsar zu rechnen, jedoch mit Rücksicht auf ihre Zusammensetzung als „Geschiebeåsar" von den „Geröllåsar" zu unterscheiden. Für jene Zwischenform würde demgemäß die Bezeichnung „gemischter Âs" am Platze sein.*)

Bei den Geschiebeåsar kann man mitunter die Wahrnehmung machen, daß das Frühhvitåglacial in den Geschiebelehm sattelförmig hineinragt. Da die Bildung der Geschiebe-

*) Elbert gebraucht hierfür den Namen „Gemengeås"[1]). Ich halte diese Benennung indessen nicht für zweckmäßig, weil man nach Staring bereits mit „gemengt" ein Diluvium bezeichnet, in welchem nordische und südliche Gesteine nebeneinander vorkommen. In diesem Sinne sind beispielsweise die Dammer Berge in Oldenburg als ein gemengter Geröllås aufzufassen.

[1]) a. a. O. S. 40.

åsar in subglacialen Eistunneln vor sich gegangen sein muß, so konnten durch den Druck der Eismassen, welche jederseits einen solchen Eistunnel begrenzten, Teile des unterlagernden Hvitåglacials in die Höhe gepreßt werden. Dadurch erhielten die Geschiebeåsar einen hvitåglacialen Kern, dessen Schichten mitunter[1]) infolge des von beiden Seiten wirkenden Drucks derartig sich verbogen zeigen, daß die Kammlinie der Falten parallel zur Streichrichtung des Ås verläuft. In analoger Weise findet man nicht selten bei den Geröllåsar, wie namentlich bei den gemischten Åsar die inglacialen Geröllsande in die Höhe gepreßt.

Elbert[2]) nennt die Åsar, die in solcher Weise aufgestaucht sind, „Stauåsar". Der Name ist auch insofern gerechtfertigt, als die Aufstauchung zur Erhöhung eines Ås wesentlich beigetragen haben kann. Da dies aber eine Erscheinung ist, die bei allen Åsar vorkommt, so können die Stauåsar nicht als eine den vorgenannten Typen gleichwertige Gruppe, sondern nur als eine besondere Ausbildungsform derselben gelten.

Was die sog. „Sandåsar" betrifft, so läßt sich aus den vorliegenden Beschreibungen nicht mit Sicherheit ermitteln, ob die Höhenrücken, denen man diese Bezeichnung beigelegt hat, samt und sonders auch tatsächlich Åsar sind. Vergegenwärtigen wir uns nämlich, daß durch die teils aufschüttende, teils erodierende Tätigkeit der Schmelzwasser des Eises das vorlagernde Hvitåglacial zu Höhenrücken geformt werden kann, die wie die Åsar mehr oder weniger senkrecht zum Eisrand gestellt sind, so kann man leicht Gefahr laufen, ein derartiges Gebilde irrtümlich für einen Ås zu halten. Tritt jedoch bei einem Sandrücken die für die Geröllåsar typische Åsform in ihren Hauptmerkmalen deutlich hervor, und läßt sich gar nachweisen, daß der fragliche Höhenzug von Geschiebelehm unterteuft wird, so können wir ihn gewiß ohne Bedenken für einen Ås ansprechen, der in genetischer Beziehung den Geröllåsar gleichwertig ist. In solchem Fall also würde der Sandås als die steinarme Facies der Geröllåsar zu betrachten sein.

Welche Stellung endlich die „krossgrusåsar" einnehmen, ist ebenfalls zweifelhaft; denn die als „krosstensgrus" und „krosstenslera" beschriebenen Ablagerungen sind nicht etwa, wie hie und da wohl behauptet wird, ausschließlich inglaciale Moränen mit scharfkantigem Steinmaterial, sondern sehr oft auch haben jene Benennungen auf subglaciale Moränen Anwendung gefunden.

---

[1]) Diluvialstudien III. 4. Classification der glacialen Höhen. Ein Wort zur Entgegnung. Jahresber. Nat. Ver. Osnabrück 12. S. 32.

[2]) a. a. O. S. 41.

Soweit ich mir aus der Literatur ein Urteil habe bilden können, zweifle ich nicht daran, daß ein großer Teil der krossgrusåsar zu den Geschiebeåsar gehört. Andere dürften als inglaciale Bildungen aufzufassen sein, die sich von den typischen Geröllåsar durch die geringere Abrollung der Steine, sowie durch einen mehr oder weniger bedeutenden Lehmgehalt unterscheiden. Möglich auch ist es, daß unter den fraglichen Moränenrücken gemischte, d. h. aus Sub- und Inglacial zusammengesetzte Åsar vertreten sind.

Gewisse Endmoränen, z. B. der Salpausselkä in Finland, gleichen in ihrem inneren Bau so sehr den Geröllåsar, daß man sie geradezu für solche gehalten, jedoch mit Rücksicht auf die Stellung ihrer Längsachse „Queråsar" genannt hat. Meines Erachtens ist diese Übereinstimmung kein Grund, die fraglichen Höhenrücken von den Endmoränen abzusondern, zu denen sie doch ihrer Lage nach gehören. Die Verwandtschaft, die sie hinsichtlich ihres inneren Baus mit den Geröllåsar bekunden, läßt aber vermuten, daß die „Geröllendmoränen", wie ich diese Bildungen genannt habe, ebenso wie die „Geröllåsar" in der Hauptsache aus dem Inglacial hervorgegangen sind.

Damit soll selbstredend nicht behauptet sein, daß alle inglacialen Endmoränen dem als „Geröllendmoräne" bezeichneten Typ angehören. Eine inglaciale Endmoräne kann vielmehr völlig ungeschichtet sein und aus einem Steinmaterial bestehen, das die Spuren der Einwirkung von Wasser wenig oder garnicht an sich trägt. Diese Endmoränenart wird nämlich in solchen Fällen zur Ausbildung gelangen, wo bei langandauerndem Stillstand des Eisrandes aus der Wand desselben die Steine der Innenmoräne nach und nach herausschmelzen, um sich am Fuß des Inlandeises zu einem Schuttwall anzuhäufen. Die in der Literatur gebräuchliche Bezeichnung „Aufschüttungsendmoräne" ist hierfür sehr geeignet.

Den inglacialen „Geröll-" und „Aufschüttungsendmoränen" stehen die subglacialen „Geschiebeendmoränen" gegenüber. Das Bindeglied zwischen dem in- und subglacialen Typ bildet die „gemischte Endmoräne", an deren Aufbau in derselben Weise, wie bei dem „gemischten Ås", die Innenmoräne und die Grundmoräne gemeinschaftlich beteiligt sind.

Zu diesen Endmoränentypen nehmen die „Stauendmoränen"*)

---

*) Ich gebe der Bezeichnung „Stauendmoräne" vor der gebräuchlichen kürzeren „Staumoräne" den Vorzug, weil die Stauåsar ja ebenfalls Moränen, also auch Staumoränen sind. Aus eben diesem Grunde empfiehlt es sich aber, die letztere Bezeichnung als die allgemeinere in solchen Fällen anzuwenden, wo es unentschieden ist, ob ein Moränenrücken, an welchem Stauchungserscheinungen wahrgenommen werden, als Endmoräne oder als Ås zu deuten ist.

eine analoge Stellung ein, wie die „Stauåsar" zu den vorerwähnten Åstypen, da, wie bei den Åsar, so auch bei den Endmoränen Stauchungserscheinungen überall vorkommen können.

Um noch der Kames kurz zu gedenken, so dürften diese teils den Åsar, teils den Endmoränen anzugliedern sein, je nachdem sie Hügelreihen bilden, welche parallel zur Eisbewegung oder senkrecht dazu angeordnet sind. —

Daß die Unterscheidung der am Aufbau eines Moränenrückens beteiligten Elemente manchmal nicht leicht sein wird, erhellt aus den nachstehenden Erwägungen. —

Bei erhöhter Stromgeschwindigkeit können die Schmelzwasser des Eises auf eine mehr oder weniger weite Strecke hin gröberes Material mit sich führen und so auf dem Vorlande eine Geröllsanddecke ausbreiten, wie sie bei verminderter Abschmelzung in gleicher Ausbildungsweise unter der Eisdecke entstehen kann. Bei einem Wassertransport auf dem Flachlande kann jedoch die Größe der Steine über ein gewisses Maß nicht hinausgehen, und wir werden daher Geröllsande, in denen zahlreiche größere Blöcke vorkommen, schwerlich für eine hvitåglaciale Bildung in Anspruch nehmen dürfen. Sodann ist zu beachten, daß ein längerer Wassertransport eine Sichtung des Materials im Gefolge hat, indem naturgemäß die feineren Bestandteile weiter fortgeführt werden, als die gröberen. Demnach werden wir von einem Geröllsand, der stark mit lehmigen Gemengteilen untermischt ist, ebenfalls nicht annehmen dürfen, daß er als Hvitåglacial zur Ablagerung gelangte, sondern wir werden ihn dem Inglacial beiordnen müssen.

Wo dagegen ein deckenförmiger Geröllsand frei ist von tonigen Beimengungen, und im wesentlichen nur Gerölle von kleineren Dimensionen in ihm enthalten sind, wird es sich schwerlich mit Sicherheit entscheiden lassen, ob hier eine inglaciale oder späthvitåglaciale Bildung vorliegt. Je mehr aber das gröbere Material zurücktritt, um so größer wird die Wahrscheinlichkeit, daß das fragliche Sediment dem Hvitåglacial angehört; und wenn ein steinfreier Decksand als eine fast ununterbrochene Decke über die älteren Glieder des Diluviums auf weite Strecken sich hinzieht, so dürfen wir ihn ebensogut, wie einen Deckton, für eine späthvitåglaciale Ablagerung ansprechen.

Dieser Auffassung steht selbst dann nichts entgegen, wenn in einem Decksand oder Deckton vereinzelte größere Blöcke angetroffen werden. Wie ich schon in meinen Diluvialstudien dargelegt habe,[1]) können Blöcke von größeren Dimensionen mittels Treibeis in ein hvitåglaciales Sediment hineingelangen. Wir

---

[1]) III. 3. S. 22—24.

kennen solche „Driftblöcke“, wie ich sie benannt habe, aus der glaciallera Schwedens*), einem oberen Hvitåton, wie auch aus dem unteren Hvitåsand Oldenburgs. Neuerdings habe ich auch im unteren Hvitåton am Dwoberg**) bei Delmenhorst einen Block von über 20 cm Durchmesser angetroffen, und im Eisenbahneinschnitt im Reiherholz bei Hude wurde vor zwei Jahren im unteren Hvitåton eine Felsplatte freigelegt, deren größter Durchmesser sogar annähernd 2 m betrug.

Daß in einem Gebiet, wo nur eine Grundmoräne vorkommt, die „unteren“ Sande und Tone dem Frühhvitåglacial angehören, steht außer Frage. Dieselbe Deutung muß hier selbstredend auch den Geröllsanden zuteil werden, welche ab und an im Liegenden der Grundmoräne — meist in Wechsellagerung mit Hvitåsedimenten von feinerem Korn — angetroffen werden.

In Gegenden jedoch, in denen das Inlandeis größere Oscillationen vollführt hat und dementsprechend zwei oder auch mehr Grundmoränen hinterlassen hat, wird es sehr oft schwer halten, wenn nicht unmöglich sein, den im Liegenden der „oberen“ Grundmoräne befindlichen Diluvialsanden und -tonen die richtige Stellung zuzuweisen. Man pflegt zwar in Deutschland diese Sande und Tone als „untere“ zu bezeichnen, doch ist man sich durchaus klar darüber, daß dieselben wohl nur ausnahmsweise der unteren Stufe des Diluviums angehören, sondern in der Mehrzahl der Fälle zu einer Zeit entstanden sind, die zwischen der Ablagerung der „unteren“ und der „oberen“ Grundmoräne gelegen ist. Es entfallen mithin unter diese Ablagerungen nicht nur hvitåglaciale Gebilde, sondern auch das Inglacial der vorletzten Eisbedeckung, und nach den Beschreibungen, welche von den „Durchragungen“ aus dem Gebiet östlich der Elbe vorliegen, ist es meine schon seit langem gehegte Überzeugung, daß diese Höhenrücken ein Inglacial repräsentieren, welches bei einem letzten Vorstoß des Inlandeises eine partielle Grundmoränenbedeckung erhielt. —

Ist es manchmal kaum möglich, die inglacialen und hvitåglacialen Geröllsande von einander zu trennen, so können andererseits auch Fälle vorkommen, wo die Abgrenzung des Inglacials gegen das Subglacial mit Schwierigkeiten verknüpft ist.

Als ein charakteristisches Merkmal für die Grundmoräne wird vielfach angeführt, daß sie ungeschichtet sei. Hierbei aber läßt man die sandige Facies, bei welcher Schichtung etwas ganz gewöhnliches ist, völlig außer Acht, indem man sie dem „Fluvioglacial“ beirechnet oder allenfalls für eine „umlagerte“ Grund-

---

*) In Schweden werden diese Blöcke „drifisblock“ genannt.

**) „Dwo“ ist hier die Bezeichnung für den unteren Hvitåton.

moräne gelten läßt. Wenn jedoch, wie auf der Donnerschwee bei Oldenburg, ein geschichteter Blocksand reich ist an Geschieben mit vorzüglich erhaltenen Schliffflächen und Schrammen, so müssen wir ihn unbedingt für eine subglaciale Bildung in Anspruch nehmen. Aus der Art der Schichtung,[1]) welche einem solchen Geschiebesand soviel Ähnlichkeit mit einem hvitå- oder inglacialen Geröllsand verleiht, ist zwar die Einwirkung der Schmelzwasser auf die feineren Bestandteile der Moräne deutlich zu ersehen. Andererseits jedoch läßt der Erhaltungszustand der Schliffflächen und Schrammen ebensowenig verkennen, daß die größeren Blöcke sich noch an derselben Stelle befinden, wo sie von dem Inlandeis selbst abgelagert wurden. Die geschichteten Geschiebesande sind demnach als eine Grundmoräne zu betrachten, deren Entstehung unter gleichzeitiger Betätigung der Schmelzwasser erfolgte.

Während die sandige Ausbildungsform der Grundmoräne durch Schichtung Ähnlichkeit mit dem Inglacial erhält, wird umgekehrt diesem durch die Beimengung toniger Bestandteile Ähnlichkeit mit einem subglacialen Blocklehm verliehen. Es ist allerdings gesagt worden, daß die inglacialen Blocklehme „nicht so hart gepackt"[2]) seien; indessen sind mir aus eigener Anschauung Blocklehme bekannt geworden, die trotz ihres lockeren Gefüges für subglaciale Bildungen angesehen werden müssen, weil sie zahlreiche geschrammte Steine aufzuweisen haben.*)

Inwieweit uns die Beschaffenheit der Blöcke eine Handhabe bietet, die beiden Stufen des Moränenglacials gegeneinander abzugrenzen, mag hier noch etwas näher beleuchtet werden. —

Wenn es als feststehende Tatsache erachtet werden darf, daß die Verfrachtung des Moränenschuttes eines Inlandeises nicht unter, sondern in dem Eise erfolgte, so ist damit noch keineswegs gesagt, daß dieser inglaciale Transport vom Eiscentrum bis nach der Peripherie ohne jegliche Unterbrechung vor sich gegangen ist. Bevor beispielsweise das nordeuropäische Inlandeis die äußersten Grenzen seines Verbreitungsgebietes erreichte, wird der Eisrand zwischendurch mehrfach zum Stillstand gelangt, sowie bald mehr bald weniger weit zurückgewichen sein, und bei einer jeden Stillstands- oder Rückzugsperiode muß ein Teil des Moränenschuttes zur Ablagerung gelangt sein. Erfolgte sodann

*) Beispielsweise ist gegenwärtig eine solche Grundmoräne in der Nähe des Bahnhofs Gruppenbühren aufgeschlossen.

[1]) Vergl. Diluvialstudien III. 2. Abb. S. 32.

[2]) N. O. Holst. Om strifkritan i Tullstorpstrakten och de båda moräner, i hvilka den är inbäddad. Sver. Geol. Unders. Ser. C. No. 194, S. 19.

ein neuer Vorstoß, sodaß die zuvor abgelagerten Schuttmassen in dem Erosions- und Denudationsgebiet des Inlandeises zu liegen kamen, so wurden sie dem Eis wieder einverleibt, um aufs neue verschleppt zu werden.

Bei solchen wiederholten Umlagerungen kann es nicht ausbleiben, daß unter dem Einfluß der Schmelzwasser die Steine ihre scharfen Ecken und Kanten mehr und mehr verlieren, je weiter sie sich von ihrem Ursprungsgebiet entfernen.

Solange freilich ein Inlandeis noch auf felsigem Untergrund sich fortbewegt, solange auch wird zufolge der dem Eis innewohnenden Erosionskraft scharfkantiges Steinmaterial ständig der Innenmoräne zugeführt.[1]) Die Beschaffenheit der Kanten und Ecken richtet sich demnach bei den im Eis steckenden Blöcken wesentlich nach der Beschaffenheit des Untergrundes. Ist dieser felsig, so werden scharfkantige Steine neben kantengerundeten im Eis enthalten sein. Hat aber das Eis auf weite Strecken hin die losen Ablagerungen des Frühhvitåglacials passieren müssen, ohne mit anstehendem Fels in Berührung zu kommen, so werden die von ihm mitgeführten Steine so gut wie ausnahmslos ihre ursprüngliche Scharfkantigkeit eingebüßt haben.

Nach von Drygalski geht die Grundmoräne in ihrer reinsten Form aus der Innenmoräne „durch das Schwinden des Eisencementes" hervor[2]), und es ist nicht wohl einzusehen, weshalb bei diesem Umwandlungsprozeß die Kanten und Ecken der Steine ihre jeweilige Beschaffenheit im großen nicht bewahren sollten. Nur insofern erleiden die Steine bei ihrem Übergang aus der Innen- in die Grundmoräne eine Veränderung, als zufolge gegenseitiger Abschleifung der unteren inglacialen und der oberen subglacialen Steinlage wenigstens ein Teil der Blöcke Schliffflächen und Schrammen erhält. Indem sich aber die Grundmoräne mehr und mehr anhäuft, findet in ihr eine allmähliche Anreicherung an derartigen „Geschieben" statt, wogegen der Geschiebegehalt der Innenmoräne im wesentlichen auf die unteren Eisteile beschränkt und somit unverändert bleibt. Eine abgelagerte Innenmoräne würde sich demnach von der in ihrem Liegenden befindlichen Grundmoräne dadurch unterscheiden, daß sie nur an ihrer Unterkante geschrammtes Material enthält. Ist sie im übrigen von derselben Beschaffenheit, wie die Grundmoräne, so ist eine scharfe Trennung dieser beiden Glieder natürlich völlig ausgeschlossen. Die Zusammensetzung des Moränenglacials

---

[1]) Vergl. meine Schrift: „Zur Frage der Entstehung der Felsbecken". Abh. Nat. Ver. Bremen **16**.

[2]) Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. **1**. S. 109.

aus In- und Subglacial wird sich in solchen Fällen nur daran erkennen lassen, daß die oberen Teile im Gegensatz zu den unteren keine „Geschiebe", d. h. keine Steine mit Schliffläche und Schrammen führen.

Man könnte gegen diese Schlußfolgerung geltend machen, daß ein Inlandeis beim Fortschreiten über eine Grundmoräne diese allmählich in sich aufnimmt, sodaß der Innenmoräne geschrammtes Steinmaterial in großen Mengen zugeführt werden kann. Dies ist gewiß nicht zu bestreiten; aber ebenso gewiß ist es, daß dieselbe Ursache, welche die Abrundung der Kanten bewirkt, nämlich die Einwirkung der Schmelzwasser, eine mehr oder weniger vollständige Vernichtung der Schrammen zur Folge haben muß. Der weitaus größere Gehalt an „Geschieben" und deren Verteilung durch die gesamte Moränenmasse charakterisiert somit die Grundmoräne gegenüber der Innenmoräne als ein „Geschiebeglacial".*)

Da mit der Umwandlung der Innenmoräne in eine Grundmoräne eine Zerreibung und demgemäß eine Verkleinerung der Gesteine verknüpft ist, so leuchtet ein, daß unter Umständen auch die Größendifferenz der Blöcke als Unterscheidungsmerkmal der beiden Stufen des Moränenglacials dienen kann. Wir werden im folgenden einen derartigen Fall kennen lernen.

Nachdem ich dargelegt habe, inwieweit im allgemeinen eine Trennung des Inglacials von den übrigen Gliedern des Diluviums durchführbar ist, mögen die diesbezüglichen Versuche, die im Bereich des norddeutschen Glacialgebiets angestellt worden sind, noch kurz besprochen werden.

Bereits im ersten Teil meiner Diluvialstudien[2]) habe ich die Dammer Berge und einige Geröllhügel im Herzogtum Oldenburg als Innenmoräne gedeutet, indem ich den Beweis lieferte, daß jene Höhenrücken und Hügel den rullstensåsar und rullstenskullar

---

*) Holst schreibt von der Innenmoräne des grönländischen Inlandeises: „Nur ausnahmsweise werden Steine angetroffen, welche der Grundmoräne angehört haben. An einer Stelle konnte ich sogar mitten über die Moräne hingehen und nur einen geschrammten Gletscherstein finden, obwohl ich besonders darnach suchte."[1])

---

[1]) Berättelse om en år 1880 i geologiskt syfte företagen resa till Grönland. Sver. Geol. Unders. Ser. C. No. 81.

[2]) Alter nach Gliederung des Diluviums im Herzogtum Oldenburg. Jahresber. Nat. Ver. Osnabrück 9.

Schwedens zur Seite zu stellen seien.*) Ich wies hier ferner darauf hin, daß die in der Gegend Cloppenburg-Friesoythe belegenen Geröllhügel sich zu annähernd nordost-südwestlich gerichteten Reihen anordnen lassen, welche vielleicht als die letzten Ausläufer der langgezogenen, in gleicher Richtung streichenden Höhenrücken des Hümmling zu deuten seien. Daraus folgerte ich des weiteren, daß der Hümmling als eine Gruppe parallel zueinander verlaufender Geröllåsar aufzufassen sei, und gelegentlich einer Exkursion, die ich später dorthin unternahm[3]), fand ich in der Tat diese Vermutung bestätigt.**)

Weiter westwärts scheint nach den seitherigen Untersuchungen die Innenmoräne nur noch in der deckenförmigen Facies vorzukommen. Wie ich auf Grund der niederländischen Diluvialliteratur ausführte, sind die Bildungen, welche in Holland als keizand und rolsteenzand beschrieben sind, z. T. wenigstens der Innenmoräne beizuordnen.[5])

---

*) Zur Berichtigung eines Mißverständnisses von seiten ELBERTS sei hier erwähnt, daß die in den Dammer Bergen vorkommenden südlichen Gesteine nicht, wie der Autor sagt[1]), postglacial, sondern präglacial sind.

ELBERT schreibt: „im Mergel der Dammer Berge sollen trotz des Vorhandenseins von gemengtem Fluvioglacial keine südlichen Gesteine auftreten.“ Statt dessen ist von mir mehrfach betont worden, daß in den Dammer Bergen nicht nur der Geröllsand, sondern auch der unterlagernde Geschiebelehm große Mengen südlicher Gesteine enthält, und daß demnach letztere als ein umgelagertes Frühfluviatil aufzufassen seien.[2]) Mit den zum Spätfluviatil gehörigen Pseudoendmoränen und Pseudoåsar, zu denen ELBERT die Dammer Berge in Beziehung bringt, haben diese daher genetisch nichts gemein.

**) Nach ELBERT[4]) gleichen diese Höhenrücken den „Radialkames“. Da nach meiner Auffassung die Radialkames nur als eine besondere Ausbildungsform der Geröllåsar zu betrachten sind, so sehen wir auch durch die Beobachtungen ELBERTS die Richtigkeit meiner Annahme erhärtet.

---

[1]) Über die Altersbestimmung menschlicher Reste aus der Ebene des westfälischen Beckens. Correspondenzbl. d. D. anthropol. Ges. 1904 S. 108.

[2]) Diluvialstudien III. 2. S. 8—9 u. 13.

Diluvialstudien VI. Pseudoendmoränen und Pseudoåsar. Abh. Nat. Ver. Bremen **14**. S. 13.

Über den Einfluß der Eiszeit auf die Entstehung der Bodenarten und des Reliefs unserer Heimat. Oldenb. Ver. f. Altertumskunde u. Landesgesch. **17**. S. 20.

[3]) Diluvialstudien II. Das Haupteis ein baltischer Strom. Jahresber. Nat. Ver. Osnabrück **10**.

[4]) Altersbestimmung menschlicher Reste a. a. O. S. 110.

[5]) Diluvialstudien III. Vergleichende Untersuchungen über das Diluvium im Westen der Weser. 3. Vertikalgliederung des niederländischen Diluviums. Jahresber. Nat. Ver. Osnabrück **12**. S. 14—20.

Bei der geologisch-agronomischen Kartierung des Blattes Jever hat F. SCHUCHT[1]) den „Geschiebedecksand“, der dort in weiter Verbreitung vorkommt, dem Inglacial zugeordnet; doch erhebt er neuerdings[2]) mit Recht Bedenken gegen diese Deutung. Der Autor befindet sich freilich in einem offenkundigen Irrtum, wenn er glaubt, in seinen „Erläuterungen“ meinen Standpunkt vertreten zu haben; denn daß ich einen Geschiebedecksand als Innenmoräne gedeutet oder umgekehrt eine Innenmoräne als Geschiebedecksand bezeichnet haben könnte, ist schon aus dem Grunde ausgeschlossen, weil ich ja nach der vorherrschenden Form der Steine die Innen- und die Grundmoräne als Geröll- und Geschiebeglacial von einander unterschieden habe.

Hinsichtlich der Trennung des Moränenglacials in eine Grund- und Innenmoräne, sowie in der Beschreibung dieser beiden Stufen folgt SCHUCHT zwar ganz meiner Auffassung[3]); aber obwohl er für die Grundmoräne „Geschiebe“ (d. h. mit Schlifffläche und Schrammen versehene Blöcke), für die Innenmoräne „Gerölle“ als charakteristisch angibt, sagt er im Widerspruch hiermit: „Den steinigen Sand der Innenmoräne bezeichnen wir als Geschiebedecksand.“ [4])

Nach dem schematischen Profil auf S. 6 der „Erläuterungen“ soll dieser Geschiebedecksand als eine zusammenhängende Decke von 1—12 dm Mächtigkeit[5]) über die als Geschiebelehm oder als „Steinsohle“ auftretende Grundmoräne sich hinziehen. „Wie von der Innenmoräne“, heißt es ferner[6]), „so kann die Grundmoräne auch von Granden, Sanden, Tonen etc. der Gletscherbäche überlagert sein, welche dem sich zurückziehenden Inlandeis entströmten. Von derartigen Bildungen scheinen jedoch in hiesiger Gegend nur die Sande in nennenswerter Ausdehnung eine Rolle zu spielen, Sande, die oft unmerklich in den steinigen Sand der Innenmoräne übergehen können.“ Weiterhin[7]) wird dieser „Decksand“ das „Gebilde der Innenmoräne oder der Gletscherbäche des sich zurückziehenden Inlandeises“ genannt, schließlich aber mit dem „Geschiebedecksand“, der — wie gesagt

---

[1]) Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte „Blatt Jever“. Oldenburg 1899.

[2]) Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. Zeitschr. f. Naturw. 76. S. 6.

[3]) a. a. O. S. 4. (Vergl. mit seinem Aufsatz „Über den Einfluß der Eiszeit“ S. 8—9.).

[4]) a. a. O. S. 5.

[5]) a. a. O. S. 6.

[6]) a. a. O. S. 4.

[7]) a. a. O. S. 5.

— ausdrücklich als Innenmoräne gedeutet wird, zu einer Stufe zusammengefaßt[1]), sodaß hiernach dieser Sand als eine steinfreie Facies der Innenmoräne zu betrachten sein würde.

Füge ich vorgreifend noch hinzu, daß die Bildungen, welche Schucht als „Geschiebedecksand" kartiert hat, keineswegs alle genetisch gleichwertig sind, so läßt sich nicht bestreiten, daß sein Verlangen nach „größerer Klarheit" durchaus gerechtfertigt ist. —

Beim Bahnhof Loy, 11 km nördlich von Oldenburg fand ich vor einigen Jahren ein höchst instruktives Profil aufgeschlossen, das für einen großen Teil unseres Landes. namentlich auch für „Blatt Jever" als typisch gelten kann. (Fig. 1.)

Zu unterst lagerte hier ein feinkörniger zartgeschichteter Sand, dem dünne Tonlamellen von wechselnder Stärke eingeschaltet waren. Auf diesem Sand, der zweifelsohne als eine hvitåglaciale Bildung aufzufassen ist, ruhte im südlichen Teil des Aufschlusses ein ungeschichteter Stein-haltiger Lehm, der seinerseits von einer nur $1/2$ bis 1 m mächtigen Sandschicht bedeckt war. Die zahlreichen mit Schliffläche und Schrammen versehenen Blöcke, welche aus der mittleren Schicht zutage gefördert wurden, lassen uns in ihr die Grundmoräne erkennen. Wir haben demnach hier „Geschiebelehm" vor uns.

In einiger Entfernung nördlich vom Bahnhof nahm der Geschiebelehm an Mächtigkeit mehr und mehr ab, und indem durch das Zurücktreten der lehmigen Bestandteile eine relative Anreicherung des Steinmaterials stattfand, ging der Geschiebelehm allmählich in eine steinige Sandschicht über, die, wie jener, von steinfreiem Sand unter- und überlagert war.

Die Stein-führende Sandschicht ist somit ein „Geschiebesand". Auch gab sie sich als solchen an der Beschaffenheit der Steine deutlich zu erkennen. „Geschiebesand" und der ihm auflagernde „Decksand" griffen aber so ineinander über, daß die Grenze zwischen beiden völlig verwischt war. —

Derselbe Übergang von Geschiebelehm in Geschiebesand, wie hier, war derzeit, als das Blatt Jever aufgenommen wurde, an zwei Aufschlüssen, zwischen Schortens und Schoost und bei Gummelstede zu beobachten. Das letztgenannte dieser beiden Profile kenne ich nicht aus eigener Anschauung; dagegen habe ich das andere zusammen mit Herrn Schucht, den ich auf seinen Exkursionen wiederholt begleitet habe, in Augenschein genommen. Der Geschiebesand, den der Autor als „Steinsohle" bezeichnet,[2]) hat genau dasselbe Aussehen, wie in dem Aufschluß bei Loy, und da dieser Sand gegen den Decksand sich nicht

[1]) a. a. O. S. 5.
[2]) a. a. O. S. 8.



Fig. 1.

abgrenzen läßt, so habe ich Herrn Schucht den Vorschlag gemacht, beide Bildungen unter dem Namen „Geschiebedecksand“ zusammenzufassen, um so ihre Untrennbarkeit auch in der Benennung zum Ausdruck zu bringen.

Die eben erwähnte „Steinsohle“, die „zweite Ausbildungsform der Grundmoräne“ will Schucht „in mehr oder weniger deutlicher Ausbildung in sämtlichen Aufschlüssen“ beobachtet haben; doch hält er es nicht für ausgeschlossen, daß dieselbe vielerorts ganz fehlt.[1]) Wenn der Verfasser von „sämtlichen“ Aufschlüssen spricht, so hat er freilich offenbar nur diejenigen im Auge, welche an Stellen liegen, wo auf der Karte „Geschiebedecksand über unterem Sand, Grand oder Ton“ verzeichnet ist.

Unter den Aufschlüssen, welche die Steinsohle zwischen „Geschiebedecksand“ und „unterem Sand“ besonders deutlich zeigen sollen, werden die Sandgruben bei Heidmühle in erster

[1]) a. a. O. S. 8.

Linie genannt mit dem Hinzufügen, daß zahlreiche geschrammte und geschliffene Geschiebe hier im Lauf der Zeit gefunden seien.

Von dem Geschiebedecksand eine Steinsohle abzugrenzen, entbehrt jedoch jeglicher Berechtigung; denn innerhalb des Stein-haltigen Sandes ist entgegen der schematischen Darstellung nirgends auch nur die leiseste Andeutung einer Grenzlinie zu bemerken. Vor allen Dingen aber sind die geschrammten und geschliffenen Geschiebe keineswegs an eine untere Steinlage gebunden, sondern sie kommen in den oberen Partieen des Sandes ebensogut vor, wie in den unteren. Demnach ist der ganze Stein-führende Sand, nicht aber nur der untere Teil desselben als Grundmoräne aufzufassen. Da dieser „Geschiebesand" jedoch von dem überlagernden Decksand ebensowenig, wie in den zuvor erwähnten Profilen, scharf zu trennen ist, so halte ich auch hier für das Ganze die gemeinsame Bezeichnung „Geschiebedecksand" für angezeigt.

Nach meiner Auffassung liegt also in dem Geschiebedecksand in den bisher besprochenen Fällen nicht ein einheitliches Glied vor, sondern es handelt sich hier um ein Gebilde, an dessen Zusammensetzung die Grundmoräne in Form von Geschiebesand, sowie das Späthvitåglacial als Decksand beteiligt sind.

Daß hie und da den oberen Partieen des Geschiebedecksandes untergeordnete Teile der Innenmoräne beigemengt sein können, soll nicht in Abrede gestellt werden. Die Ausbildungsweise des Inglacials auf Blatt Jever, wie wir sie im folgenden kennen lernen werden, läßt es aber begreiflich erscheinen, weshalb eine Abgrenzung vom Geschiebedecksand hier nicht möglich ist. —

Nach der Karte kommt an einigen Stellen des Blattes Jever „Geschiebedecksand" auch über Geschiebelehm vor.

Was die Stellung Stein-führender Sande im Hangenden von Geschiebelehm anlangt, so bestehen hier verschiedene Möglichkeiten. Entweder gehören sie dem Späthvitåglacial an oder dem Inglacial oder dem Subglacial, und in letzterem Falle können sie entweder durch Fortführung der lehmigen Bestandteile aus dem unterlagernden Geschiebelehm hervorgegangen sein, oder sie sind als eine von diesem unabhängige, ursprüngliche Bildung zu betrachten.

Um in dem vorliegenden Fall die Stellung des angeblichen Geschiebedecksandes zu ermitteln, ließ ich im vorigen Sommer auf dem Wildkamp und Streitfeld im Upjeverschen Forst eine Reihe von Ausschachtungen vornehmen, wodurch ich einen klaren Einblick in die dortigen Lagerungsverhältnisse gewonnen habe. Wo die Karte hier „Decksand, meist Geschiebedecksand über Geschiebelehm bezw. -mergel" angibt, habe ich an den erwähnten

Stellen überall die Beobachtung gemacht, daß die Steine dem Geschiebelehm unmittelbar auflagern und ihrerseits von einer mehr oder weniger mächtigen völlig steinfreien Sandschicht bedeckt sind. Sie bilden somit eine Bank, auf welche die Bezeichnung „Steinsohle“ besonders gut passen würde, obwohl SCHUCHT gerade hier nicht von einer solchen spricht.

Vielfach sind die Steine einem Sand von mehr oder weniger lehmiger Beschaffenheit eingebettet; doch ließ sich hinsichtlich des Lehmgehalts nirgends ein allmählicher Übergang zwischen der Steinsohle und dem Geschiebelehm nachweisen. Jene ist vielmehr überall gegen ihr Liegendes so scharf abgegrenzt, daß sie aus diesem durch teilweise Fortführung der lehmigen Bestandteile jedenfalls nicht hervorgegangen sein kann. Außerdem verbietet sich diese Annahme schon deshalb, weil sich insofern ein auffälliger Gegensatz bemerkbar macht, als die in der Steinsohle enthaltenen Steine durchschnittlich erheblich größer sind, als die des Geschiebelehms.

Die andere Möglichkeit, daß die Steinsohle eine selbständige Grundmoräne darstellt, ist hier ebenfalls ausgeschlossen; denn die Erscheinung, daß eine Grundmoräne von einer anderen ohne hvitåglaciale Zwischenschicht überlagert wird, ist in den seltenen Fällen, wo sie überhaupt vorkommt, räumlich so beschränkt, daß hier der fraglichen Steinlage in Anbetracht ihrer weiten Ausdehnung diese Deutung nicht zuteil werden kann. Hinzu kommt, daß ich geschrammte und geschliffene Blöcke trotz aufmerksamen Suchens in der Steinsohle nicht gefunden habe.

Wegen des Lehmgehalts halte ich es ferner für ausgeschlossen, daß die Steinsohle dem Späthvitåglacial angehört, und es bleibt demnach nur übrig, sie dem Inglacial zuzuordnen. Alsdann erklärt sich auch die erwähnte Größendifferenz der Steine, weil die Bildung eines Geschiebeglacials, die auf Kosten der im Eis steckenden Schuttmassen vor sich geht, mit einer Zerkleinerung der Blöcke verbunden ist. In dem vorliegenden Fall ist die Zerkleinerung so weit vor sich gegangen, daß die Grundmoräne fast nur fein zerriebenes Material enthält, und Steine von mehr als 2 bis 3 cm Durchmesser in ihr schon zu den Seltenheiten gehören, während in der überlagernden Bank Steine von Faustgröße und darüber nichts ungewöhnliches sind.

Daß der Sand, welcher die Steinsohle bedeckt, nur eine Fortsetzung des „Decksandes“ darstellt, welcher an anderen Stellen des Blattes Jever unmittelbar der Grundmoräne oder, wo auch diese fehlt, dem Frühhvitåglacial auflagert, bedarf wohl keines weiteren Beweises, und ebenso glaube ich, kann es keinem

Zweifel unterliegen, daß dieser „Decksand“ als eine späthvitåglaciale Bildung aufzufassen ist.

Ob nun alles, was Schucht als „Geschiebedecksand über Geschiebelehm“ kartiert hat, wie hier einen späthvitåglacialen Decksand mit inglacialer Steinsohle repräsentiert, muß ich unentschieden lassen, da ich an den in Frage kommenden Stellen nicht überall eine Nachuntersuchung habe vornehmen können. Immerhin hoffe ich, mit den obigen Darlegungen die in den „Erläuterungen“ zu Blatt Jever enthaltenen Irrtümer und Widersprüche, soweit es sich um die allgemeine Gliederung des Diluviums handelt, hinreichend klar gestellt zu haben.

N. O. Holst vertritt in der schon citierten Abhandlung den Standpunkt, daß wie in Schweden so auch in Deutschland die „obere“ Moräne nicht wie die „untere“ als Grundmoräne, sondern als Innenmoräne aufzufassen sei. Der Verfasser schreibt u. a.: „Die obere Moräne hat nicht die Charaktere einer Grundmoräne. Sie ist nicht so hart gepackt, weil kein Inlandeis darüber hinweggegangen ist; sie hat nur wenige geschrammte Steine, Gletschersteine, und diese hat sie vermutlich während der Bewegung des Inlandeises der Grundmoräne entlehnt; sie ist oft ziemlich steinarm und hat eine mehr oder weniger deutliche Schichtung, welche darauf beruht, daß das Wasser (das Abschmelzungswasser des Inlandeises) bei der Ablagerung der Moräne eine gewisse Rolle gespielt hat. Kurz gesagt, die beiden Moränen sind so verschieden von einander, daß ebenso gewiß, wie die untere eine Grundmoräne ist, die obere es nicht ist.“

In manchen Fällen mag dies zutreffend sein; ganz allgemein jedoch besteht ein solcher Unterschied nicht. Im Gegenteil ist von deutscher Seite wiederholt betont worden, daß oberer und unterer Geschiebelehm sich nicht von einander unterscheiden lassen.[1]) Lockeres Gefüge, Armut an Steinen und dementsprechende Seltenheit geschrammter Blöcke, sowie Schichtung sind zudem ebenfalls bei Grundmoränen nichts ungewöhnliches.

Ein weiterer Irrtum ist es, daß in Deutschland die obere Moräne eine allzu unbedeutende und allzu gleichförmige Mächtigkeit haben soll, um eine besondere Eiszeit repräsentieren zu können; wechselt doch beispielsweise die Mächtigkeit der oberen Grundmoräne in Lauenburg zwischen 5 und 35 m.[2])

Sodann sagt Holst, daß die obere Moräne in ihrer Unterlage keine Schichtenstörungen hervorgerufen habe, eine Erscheinung, die natürlich ganz unmöglich sei, falls die obere Moräne als Grund-

[1]) C. Gagel, Einige Bemerkungen über die obere Grundmoräne in Lauenburg. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 24. S. 458—459.

[2]) Gagel, a. a. O. S. 471.

moräne unter einer gewaltigen Eismasse abgesetzt wäre. Tatsächlich aber sind in Deutschland Schichtenstörungen im Liegenden der oberen Moräne ganz gewöhnlich.[1])

Ob ferner die obere Moräne sich bis zu einer bestimmten Grenze ausdehnt, oder ob — wie Holst mutmaßt — eine solche Grenze nicht existiert, halte ich im vorliegenden Fall für ganz und gar bedeutungslos; denn mag auch die Antwort auf diese z. Z. noch strittige Frage im verneinenden Sinne ausfallen, so wird damit für Holsts Ansicht nichts gewonnen sein, da auch im Fall, daß nur eine Eiszeit bestanden hat, lokale Oscillationen des Inlandeises die Übereinanderlagerung von zwei oder mehr Grundmoränen im Gefolge gehabt haben können.

Daher wird auch mit dem letzten der von Holst aufgeführten Gründe, daß die obere Moräne keine Pflanzenreste enthalten soll, nichts bewiesen; denn in einer „oberen“ Grundmoräne. die ihre Entstehung einer geringfügigen Oscillation des Eisrandes verdankt. würde ein Vorkommen von Pflanzenresten oder gar „ganzer Wälder“ von vornherein nicht zu erwarten sein. Überdies kann es keineswegs als eine erwiesene Tatsache hingestellt werden, daß Pflanzenreste in der oberen Moräne überall fehlen. —

Auf deutscher Seite ist die Frage der Abgrenzung der Innenmoräne nur noch von J. Elbert[2]) näher beleuchtet worden. Das Resultat, zu dem dieser Autor gelangt, weicht jedoch von meiner Auffassung nicht unerheblich ab.

Bei der Abgrenzung der lehmigen Ausbildungsform der Innenmoräne folgt Elbert im wesentlichen der Darstellung W. Uphams.

Im Gegensatz zu diesem Forscher betont Elbert jedoch mit Recht. daß ein verwitterter subglacialer Mergel dieselbe gelbe oder gelbbraune Farbe zeigt, wie der inglaciale. „Aus diesem Grunde ist es stellenweise schwierig, den inglacialen Geschiebemergel von den Verwitterungsprodukten des subglacialen zu unterscheiden. Nur die genaue Betrachtung der Übergangszone beider kann dann aushelfen. Haben wir eine unregelmäßig gewundene Zone, deren Grenzen sich nicht scharf bestimmen lassen, werden wir sicher ein Verwitterungsprodukt des Liegenden vor uns haben. Ist aber eine gewisse Trennungsfuge von unregelmäßig geradlinig oder gleichmäßig gewundenem Verlaufe zu sehen, so ermöglicht

---

[1]) Vergl. u. a. F. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde 6. S. 104—115, 145—147 u. 165—166.

[2]) a. a. O. S. 12—21.

eine solche echte Schichtenfuge — falls nicht geradezu eine Zwischenlage von Sand vorhanden ist — eine Trennung zwischen liegendem subglacialen und hangendem inglacialen Mergel.“

Meines Erachtens freilich ist das Vorhandensein einer echten Schichtenfuge oder einer Zwischenlage von Sand noch keineswegs ein sicherer Beweis, daß die im Hangenden befindliche Moräne dem Inglacial angehört; denn falls die Bildung einer Grundmoräne eine zeitweilige Unterbrechung erleidet, so kann nicht nur eine solche Zwischenlage von Sand zur Ablagerung gelangen, sondern auch die Ausbildungsform der Grundmoräne eine Änderung erleiden, sodaß selbst bei Abwesenheit einer sandigen Zwischenlage eine Schichtenfuge zustande kommen kann. Lediglich die Verteilung der geschrammten Geschiebe und eine etwaige Größendifferenz des Steinmaterials kann uns in solchem Fall über die Abgrenzung des Inglacials sicheren Aufschluß geben. —

Ein besonders gutes Erkennungsmerkmal des unverwitterten inglacialen Blocklehms besteht nach Elbert darin, daß er beim Zerschlagen in parallelepipedische Stücke zerfällt. Da diese Zerklüftungsform bei dem subglacialen Blocklehm nicht angetroffen wird, so dürfen wir gewiß einen stark mit Steinen durchsetzten Lehm, der diese Eigenschaft zeigt, ohne Bedenken für eine inglaciale Bildung ansprechen. Zu beachten ist allerdings, daß die parallelepipedische Zerklüftung auch bei Hvitåtonen nichts ungewöhnliches ist; und da in diesen Sedimenten mitunter „Driftblöcke“ vorkommen, andererseits aber das steinige Element in dem Inglacial oft sehr zurücktritt, so leuchtet ein, daß in solchen Fällen eine sichere Unterscheidung nicht möglich ist. —

Geschiebekies und -sand werden von Elbert für inglaciale Bildungen angesehen, während ich sie dem Subglacial zurechne. Hierbei darf jedoch nicht übersehen werden, daß Elbert das Wort „Geschiebe“ in dem üblichen, weiteren Sinne gebraucht, und dementsprechend ebenfalls die Bezeichnungen „Geschiebekies und -sand“ (wie auch „Geschiebelehm und -mergel“) sehr viel weiter faßt, als ich. Daher zweifle ich selbst auch keineswegs daran, daß vieles von dem, was Elbert Geschiebekies oder Geschiebesand benannt hat, tatsächlich dem Inglacial angehört.

Wenn jedoch der geschichtete Geschiebekies dem subglacialen Geschiebemergel aus dem Grunde genetisch nicht gleichwertig sein soll, weil er überall über diesem auskeile, so muß ich hierzu bemerken, daß bei dem Geschiebekies auf der Donnerschwee bei Oldenburg, auf den Elbert besonders Bezug nimmt, das gerade Gegenteil der Fall ist.[1])

[1]) Diluvialstudien III. 2, S. 38.

Die Gründe, weswegen ich diese Moräne, wie auch den „Geschiebesand“ in dem von mir verstandenen Sinne für subglacial halte, habe ich ausführlich dargelegt.

ELBERT dagegen ist der Meinung: „Der geschichtete Geschiebekies stellt in diesem Falle nur eine Facies des sonst ungeschichteten Geschiebesandes dar, der bei längerem Wassertransporte zum Geröllsande geworden wäre, wie die Hauptmasse der Rollsteinfelder.“ Und zufolge seiner abweichenden Auffassung betreffs der Geschiebesande und -kiese gelangt der Autor zu dem weiteren Ergebnis:

„Demnach deckt sich das Inglacial ebenfalls nicht mit dem Geröllglacial, wie bei J. MARTIN, da dieses nur als etwas aus dem Inglacial durch fluviatile Umlagerung Entstandenes aufzufassen ist.“

Da auch E. GEINITZ[1]) in einem Referat über die Arbeit ELBERTS schreibt: „das Inglacial deckt sich nicht mit dem Geröllglacial, wie MARTIN meint“, so möchte ich zunächst zur Berichtigung bemerken, daß es mir niemals in den Sinn gekommen ist, die Behauptung aufzustellen, daß die Bezeichnungen „Geröllglacial“ und „Inglacial“ in allen Teilen sich decken. Im Gegenteil ist von mir ausdrücklich gesagt worden, daß einerseits das Inglacial nicht ausschließlich aus Geröllablagerungen besteht, und daß andererseits nicht sämtliche Geröllablagerungen dem Inglacial, sondern z. T. auch dem Hvitåglacial angehören. Wenn ich gleichwohl für die Innenmoräne die Benennung „Geröllglacial“ in Vorschlag gebracht habe, so geschah dies nur aus dem Grunde, weil in ihr nach meiner Auffassung die Geröllform vorherrschend ist.

Was nämlich die Stellung der Geröll-führenden Höhenrücken anlangt, so dürfen wir, wie gesagt, die Geröllåsar ebensowenig wie die Geröllendmoränen vom Inglacial absondern. Alsdann aber ist gegen obige Bezeichnung nichts einzuwenden, da unter solcher Voraussetzung unter den Ablagerungen des Inglacials die Geröllform bei weitem überwiegt, und andererseits gegenüber den inglacialen Geröllsanden die hvitåglacialen sehr in den Hintergrund treten. Zum wenigsten, glaube ich, können wir diese Nomenklatur mit demselben Recht zur Anwendung bringen, wie man Formationen nach einer vorherrschenden Felsart benennt, wenngleich dieselbe Felsart auch in anderen Formationen vorkommt.

---

[1]) PETERMANNS Geogr. Mitteil. 1905. Lit.-Bericht S. 38.

6. Über Kalksandstein-Konkretionen und fossilführende Kalke an der Basis des Röth.

Von Herrn A. von Koenen.

Göttingen, den 15. März 1905.

In der Jahresversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Freiberg 1891 hatte ich Kalksandstein-Kugeln in Sand und Sandstein verschiedener Formationen vorgezeigt[1]) und dazu bemerkt, daß durch Auslaugung des Kalkes lockerer Sand in rundlichen Hohlräumen des Sandsteins zurückbliebe, deren Wandungen bräunlich bis dunkelbraun gefärbt wären, wenn neben Kalk auch Eisen- oder Mangankarbonat vorhanden gewesen wäre, das sich dann höher oxydierte. Neben solchen „Tigersandsteinen“ erwähnte ich auch „fast roggensteinartige Gesteine“ aus der Gegend von Göttingen, und von diesen habe ich inzwischen recht viel mehr beobachtet. So finden sich in großer Verbreitung im Unteren Buntsandstein, seltener im Mittleren, dünnschichtige, feinkörnige Sandsteine, in welchen dünne Lagen von Sandstein und von Karbonatkörnchen abwechseln, oder, falls letztere aufgelößt sind, an ihrer Stelle dunkelbraune Poren. Gelegentlich kommen auch Sandsteine vor, in welchen diese Lagen sehr deutlich diskordante Parallelstruktur besitzen, und in der Gegend von Alfeld, sowie in einem Bohrloch bei Güntersen bei Dransfeld gehen einzelne Kalksandsteine durch eine geringe Anwitterung in wirkliche Roggensteine über, wenn auch deren Körner nur 1 mm bis höchstens 2 mm Durchmesser besitzen.

Größere Kalksandstein-Konkretionen treten aber besonders in den obersten Schichten des Mittleren Buntsandstein, im Bausandstein auf, so z. B. zerstreute, kaum erbsengroße, helle Knoten in mürbem Sandstein in einem kleinen, verlassenen Steinbruche östlich von Klein-Lengden, südöstlich von Göttingen. Dagegen liegen wallnußgroße, helle Sandsteinkugeln in einem großen Steinbruch nordöstlich von Göttingen, an der Straße von Waake nach Ebergötzen, zerstreut in dem roten, plattigen Sandstein und auch lose in dem mürben, zerfallenen Gestein und auf dem Boden des Steinbruches.

Endlich wurden bei der Verkoppelung des Dorfes Bühle östlich der „alten Burg“, schon auf Blatt Lindau, im vorigen Jahre durch einen neuen Weg die obersten Schichten des Bausandsteins angeschnitten, meist helle, mürbe Sandsteine, welche

---

[1]) Diese Zeitschr. **43**. S. 790.

z. T. in Sand zerfielen, aber Aggregate von haselnuß- bis wallnußgroßen Kalksandstein-Konkretionen enthielten, die meistens noch mit Säure brausen; leider war es bei der mürben Beschaffenheit des Gesteins äußerst schwierig, ein größeres Handstück zu gewinnen und namentlich dann zu transportieren.

Nahe darüber war aber an demselben Feldwege ein wenig weiter nach Süden eine etwa 0,5 m mächtige Bank eines braunen, etwas dolomitischen Kalkes aufgeschlossen, wie ich ihn bisher noch nirgends beobachtet habe. Er zerfällt in unebene Platten, ist porös, zerfressen, und besteht eigentlich nur aus Steinkernen und Abdrücken von zerbrochenen und auch wohl abgeriebenen Schalen vom Bivalven, welche z. T. zu der Gattung *Trigonodus* gehören dürften.

Darüber folgt dann Röth.

---

7. Über den Unterricht in Geologie.

Von Herrn A. von Koenen.

Göttingen, den 15. März 1905.

Den Unterricht in den Grundzügen der Geologie auf den mittleren und höheren Lehranstalten einzuführen erbat eine Eingabe an die Kultus-Ministerien aller deutschen Bundesstaaten, welche von der Jahres-Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Kassel einstimmig beschlossen wurde und in der Zeitschrift derselben[1]) abgedruckt ist.

Es wurde vorausgesetzt, daß der Unterricht in den mittleren Klassen der Lehranstalten beginnen, keinerlei Vorkenntnisse oder irgendwie erhebliches Auswendiglernen erfordern solle, sondern die Beobachtung und das Denken in der Natur lehren und schärfen. Es ist aber hervorzuheben, daß mit dem allmählichen Ausbau der Wissenschaften die Mineralogie und Geologie, die doch immer noch zusammen genannt werden, sich immer weiter von einander entfernt haben, daß die Erstere füglich nur im Zusammenhange mit der Chemie gelehrt und verstanden werden kann, daß für die Grundzüge der Geologie aber nur eine oberflächliche Kenntnis von etwa 10 Mineralien und Gesteinen nötig ist, welche in ganz kurzer Zeit nach Bedarf oder als Einleitung vorgeführt werden können.

Ein Jahr darauf habe ich dann ein Programm der Materien zusammengestellt, welches diesen Voraussetzungen entsprechen

---

[1]) 54, Verhandlungen S. 137.

dürfte und die ersten Anfangsgründe der Geologie enthält, welche eben für den Unterricht auch schon in den mittleren Klassen geeignet sein könnten und eigentlich jedem Gebildeten ohne weiteres verständlich sein sollten. Dieses Programm, welches nicht veröffentlicht worden ist, umfaßt kurz folgende Teile:

I. Wirkung des Wassers, Erosion und Abrasion, Ablagerung von gröberen und feineren Materialien, Kies, Sand, Schlamm, Bildung von Sandstein, Schiefer, Kalk etc., Flöze, Verfestigung zu Gesteinen. Struktur, Mächtigkeit, Süßwasser- und Meeres-Ablagerungen, brakische und Delta-Bildungen, Gehalt an organischen Resten. Veränderungen der Lagerung und Struktur, Mulden, Sättel, Spalten, Verwerfungen, Gänge. Umwandlung, Zersetzung und Verwitterung der Gesteine, Entstehung von Ackererde.

Ia. Eruptiv-Gesteine, Lava, Obsidian, Basalt, Tuffe, Schlacken, Asche etc. Tektonische (vulkanische, Einsturz-) Erdbeben.

II. Gebirgsbau, Abrasionsflächen, Schichtenebenen, geneigte Schichtenebenen, Steilhänge, Rutschungen, Gebirgsrücken, Parallelrücken- und Täler, Quertäler, Gebirgsketten, Erosions-, Spalten-, Auffüllungstäler, Talengen, Terrassen etc.

III. Gletscherbildungen, norddeutsche Ebene etc.

IV. Quellenkunde; Niederschläge in verschiedenen Jahreszeiten und Gegenden, laufen ab, verdunsten oder sickern ein. Schichtenquellen, Spaltenquellen, artesische Brunnen (ev. nicht springende), Grundwasser. Wassergebiet, Ergibigkeit, Ausdauer der Quellen. In Ton, Kalk, Sandstein; Verunreinigung durch anorganische oder organische Stoffe.

V. Elemente der historischen Geologie und Formationskunde, Leitfossilien, eruptive und metamorphische Gesteine.

In diesem letzten Teile würde dann erst eine Reihe von Namen und Bezeichnungen vorkommen, von denen einzelne schon früher, nach Bedarf, bei Besprechung der Umgegend des betreffenden Ortes erwähnt werden konnten.

Soeben ist nun ein kleines Werk von Johannes Walther erschienen: „Vorschule der Geologie, eine gemeinverständliche Einführung und Anleitung zu Beobachtungen in der Heimat“ (Verlag von Gustav Fischer in Jena); es sind darin recht viele Tatsachen und Fragen angeführt, welche sehr geeignet sind, Anfänger zum Nachdenken und selbständigen Beobachten zu führen, sodaß jedenfalls ein schätzenswerter Beitrag zur geologischen Literatur dadurch geliefert wird, aber zu einem Selbststudium der Geologie reicht es denn doch wohl nicht aus, und als Leitfaden für den Unterricht in den mittleren Klassen, wie ich ihn mir denke, ist es jedenfalls nicht ohne weiteres zu brauchen.

Für den Unterricht könnte aber mancherlei daraus entnommen werden, ebenso wie aus SENFTS verschiedenen Arbeiten über Steinschutt und Erdboden etc. und aus Shaler- v. KARCZEWSKA „Elementarbuch der Geologie“ für Anfänger.

In den letzten Jahren haben sich nun immer mehr Stimmen erhoben, welche Unterricht in den Naturwissenschaften beziehentlich biologischen Wissenschaften auf den höheren Lehranstalten verlangen, und es sind auf der Versammlung in Breslau viele durchaus zutreffende Ausführungen mitgeteilt worden.

Nun ist ja Geologie nicht eigentlich eine biologische Wissenschaft, da sie sich nur ganz nebenbei allenfalls mit der organischen Welt, besonders mit einzelnen Pflanzen befaßt; sie ist aber doch eine aktuelle Wissenschaft, da sie wesentlich mit die Vorgänge der Gegenwart behandelt und zur Erklärung der Vorzeit benutzt, und sie wird denn auch gelegentlich mit unter jenen „biologischen Wissenschaften“ einbegriffen.

Es scheint mir aber doch nötig, hier hervorzuheben, daß die Geologie eine Ausnahmestellung dadurch einnimmt, daß sie die unentbehrliche Grundlage der Geographie ist, falls diese nicht gelegentlich auf das Niveau des Auswendiglernens der Namen von Städten, Flüssen, Bergen und von Bevölkerungszahlen herabsinken soll, wie dies für den Unterricht in der Geschichte auf den Schulen vielleicht genügt; dann sollte die Geographie aber auch mit der Geschichte verbunden werden, mit der sie ja auch wohl früher stets zusammen genannt wurde. Als besonderes Fach bei dem Unterricht und den Prüfungen kann diese Geographie aber dann sicher nicht gelten.

Falls also Unterricht in der Geographie erteilt werden soll, ist ein bescheidenes Maß von Kenntnissen in der Geologie unentbehrlich, wie sich dies ja auch namentlich aus No. II und III des oben angeführten Programms ergibt, und diese ersten Elemente sind möglichst früh auf den Schulen zu unterrichten.

---

8. *Actinocamax plenus* BLAINV. aus norddeutschem Cenoman.

Von Herrn HANS STILLE.

Berlin, den 15. März 1905.

SCHLÜTER[1]) hat den *Actinocamax plenus* BLAINV. in zahlreichen Schachtanlagen zwischen Mühlheim und Dortmund in

---

[1]) Cephalopoden der oberen deutsch. Kreide. Paläontographica. 24. 1876 S. 186.
Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. Diese Zeitschr. 1876 S. 469—471.

einem petrographisch ein Mittelding zwischen dem unterteufenden Grünsande mit *Schloenbachia varians* Sow. und dem überdeckenden Plänermergel mit *Inoceramus mytiloides* Mant. bildenden lockeren, kalkig-tonigen Mergel vergesellschaftet mit *Serpula amphisbaena* Gdf. und vielleicht noch ein paar Galeriten nachgewiesen. „Da Gesteine mit *Actinocamax plenus*“, sagt Schlüter weiter, „in subhercynischen Regionen noch nicht nachgewiesen werden konnten und ebensowenig in Westfalen dort gefunden wurden, wo die Zone des *Ammonites Rhotomagensis* deutlich unter dem Mytiloidespläner entwickelt ist, die Rhotomagensiszone aber in der Kreide über dem westfälischen Steinkohlengebirge noch nicht erkannt ist, so wäre es immerhin möglich, daß die Zone des *Actinocamax plenus* eine Äquivalentbildung der Zone des *Ammonites Rhotomagensis* sei. Diese Annahme findet aber in den in England und Frankreich beobachteten Verhältnissen keine Stütze.“

In Frankreich erkannten ja sowohl Hébert [1]), als Barrois [2]) die Schichten mit *Actinocamax plenus* als eine selbständige Zone an der Grenze von Cenoman und Turon, aber während Hébert sie in das Turon zieht, betrachtet Barrois sie als jüngste Zone des Cenoman. Schlüter [3]) schließt sich nun Hébert an, der auch in der englischen Kreide [4]) die Schichten mit *Actinocamax plenus* als tiefstes Glied des Turon zu erkennen glaubte, und läßt das Turon mit der Zone des *Actinocamax plenus* beginnen. Wie in Bezug auf die französische Kreide, [5]) so ist auch in Bezug auf die englische die Auffassung Héberts nicht ohne Widerspruch geblieben, vielmehr hat noch neuerdings Jukes Brown [6]) die Schichten mit *Actinocamax plenus* als eine Subzone des obersten Cenoman, der Schichten mit *Holaster subglobosus*, erklärt.

Außer aus dem südwestlichen Teile der westfälischen Kreidemulde ist *Actinocamax plenus* aus Norddeutschland aus dem roten Pläner (Mytiloides-Schichten) vom nördlichen Harzrande und „von der Grenze von Cenoman und Turon“ aus

---

[1]) Comptes rendues v. 25. Juni 1866 u. Bull. de la Soc. des Sciences de l'Yonne 1876.

[2]) La Zone à *Belemnites plenus.* Ann. soc. géol. du Nord, 1875 S. 46.

[3]) a. a. O.

[4]) Hébert, Comparaison de la craie des côtes d'Angleterre avec celle de France. Bull. soc. géol. France 1874 S. 417, 420.

[5]) auch Peron, Terrain de Craie du Bassin anglo-parisien, Auxerre 1887 S. 51, führt *Actin. plenus* unter Cenomanfossilien an.

[6]) Cretaceous Rocks of England, 2. S. 20.

der Lüneburger Kreide[1]) erwähnt worden. Die Mitteilung über das Vorkommen im roten Pläner stammt von SCHLÜTER[2]), der später[3]) aber selbst Zweifeln über die völlige Identität des einzig gefundenen Stückes mit dem *Actinocamax plenus* Ausdruck gibt. Das fragliche Stück befindet sich in der Sammlung der Kgl. Preuß. geol. L.-A.; es ist ein schlechtes Bruchstück, dem sowohl Ober- wie Unterende fehlen, und so kann man sich SCHLÜTERS späteren Zweifeln nur anschließen.

Während ganz neuerdings STOLLEY[4]) noch hervorhebt, daß *Actinocamax plenus* seines Wissens bisher in zweifellosem Cenoman in Norddeutschland noch nicht nachgewiesen sei, hat Verf. ihn im Plänergebiete südlich Paderborn, also im südöstlichen Teile der westfälischen Kreidemulde, in Schichten, die durch Fauna und petrographische Entwicklung als echtes Cenoman charakterisiert sind, aufgefunden. STOLLEY weist darauf hin, daß die Frage des Vorkommens des *Actinocamax plenus* im Cenoman mit der noch nicht gelösten Frage der Identität von *Actinoc. lanceolatus* Sow. und *Actinoc. plenus* zusammenhänge, die beide ja von SCHLÜTER[5]) zu einer Art vereinigt wurden, während LAMBERT[6]) und JUKES BROWN[7]) sie durchaus unterscheiden zu können glauben; das Paderborner Stück ist aber von den schlankeren, als *lanceolatus* bezeichneten Formen durchaus verschieden und erweist sich durch seine ganze Gestalt und durch die etwas aus der Mittelaxe herausgebogene, abgestutzte Spitze trotz unvollständiger Erhaltung als ein typischer *A. plenus*, wie ihn BLAINVILLE[8]) aus der englischen Kreide und SCHLÜTER[9]) aus der *Plenus*-Zone im Hangenden des westfälischen Steinkohlengebirges abbilden.

Im Paderborner Plänergebirge ist das Cenoman in drei Abteilungen zu gliedern, in die „Cenomanmergel", die etwa dem

---

[1]) WOLLEMANN, Fauna der Lüneburger Kreide. Abh. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A.. N. F. 37, S. 111.

[2]) Die Belemniten der Insel Bornholm. Diese Zeitschr. 1874 S. 838 und Verbreitung der Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Ebenda 1876 S. 472.

[3]) Zur Kenntnis der Pläner-Belemniten. Verhandl. des Naturh. Ver. f. Rheinland u. Westf. f. 1894 S. 24.

[4]) Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. XIV. Jahresbericht des Vereins für Naturwissenschaft zu Braunschweig, S. 6. Braunschweig 1905.

[5]) Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, a. a. O. S. 186.

[6]) bei A. DE GROSSOUVRE, Recherches sur la craie supérieure 1. S. 771, 1901.

[7]) Cretaceaus Rocks of England, 3. S. 447, 190 .

[8]) Mémoires sur les Bélemnites, t. 1, f. 6.

[9]) Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, t. LII, f. 19.

Grünsande von Essen und der Tourtia entsprechen und wenig weiter südwestlich auch schon durch glaukonitische Sandsteine vertreten werden, die „Cenomanpläner“, die die hier weder petrographisch noch faunistisch scharf zu trennenden Stufen der *Schlönbachia varians* Sow. und des *Acanthoceras Rhotomagense* Defr. umfassen, und endlich die obersten „Cenomankalke“, die sehr arm an Fossilien sind, aber nicht nur hierin, sondern auch in der petrographischen Entwicklung als reine, helle, gewöhnlich kurzklüftige Kalke mit kleinstylolitischen Absonderungserscheinungen mit v. Strombecks „Armen Rhotomagensis-Schichten“ der subhercynischen Kreide übereinstimmen. In diesem obersten Cenoman liegt nun der Fundpunkt des Belemniten dicht an der Straße von Lichtenau nach Blankenrode südlich der „Aumberger Linde“ etwa dort, wo sich der nach Holtheim führende „Hell-Weg“ abzweigt. Die Schichten sind hier ganz flach nach Norden geneigt und werden etwa 400 m weiter nördlich von der Mytiloideszone überlagert, die zu unterst durch rote Plänerkalke von geringer Mächtigkeit, darüber durch Mergel vertreten ist.

Die Lage des Fundpunktes und die Beschaffenheit des Gesteines, in das der Belemnit eingebettet liegt, lassen keinen Zweifel an der Zugehörigkeit zu den „Armen Rhotomagensis-Schichten“ aufkommen. Die sehr spärliche Fauna dieser ist aber eine echte Cenomanfauna, wie *Inoceramus orbicularis* v. Mnstr., *Inoceramus virgatus* Schlüter und die allerdings in diesem Niveau nur in einem Stücke bei Iggenhausen gefundene *Schlönbachia varians* Sow. beweisen. *Acanthoceras Rhotomagense*, dessen Hauptlager sich in dem höheren Teile des Cenomanpläner findet, wenn er auch schon in dem tieferen vorkommt, ist mir in diesem obersten Cenoman bisher wohl nur zufällig entgangen; von Interesse ist, daß die schon in den „Cenomanmergeln“ vorkommende und ihr Hauptlager im tiefsten Teile der „Cenomanpläner“ besitzende *Schlönbachia varians* Sow. in Paderborner Lande bis in die obersten Cenomanschichten hinein nachweisbar ist. *Actinocamax plenus* ist zwar nicht mit den genannten Formen aus ein und derselben Bank entnommen worden, dazu sind die Fossilien zu selten, aber doch inmitten einer petrographisch scharf charakterisierten Schichtfolge, die sich durch Fossilfunde in der Nachbarschaft als echtes Cenoman ergibt. Erst in den Mytiloidesmergeln stellt sich der *Inoceramus mytiloides* Mant. als erste echte Turonform ein, während die roten Pläner wenigstens im Paderborner Lande noch frei von ihm zu sein scheinen und ihn erst weiter nördlich im lippischen Teile des Teutoburger Waldes enthalten.

Die kritische Betrachtung der bisher aus Norddeutschland

angegebenen Funde von *Actinocamax plenus* ergibt in Bezug auf dessen stratigraphische Stellung folgendes:

1) Für die Zugehörigkeit der Vorkommnisse im Hangenden des westfälischen Steinkohlengebirges zum Turon fehlt ein stichhaltiger Beweis, und auch Schlüter hat sie ja im wesentlichen nur im Anschluß an Hébert in das Turon gestellt (s. oben).
2) Das als *Actinocamax plenus* von Schlüter aus dem subhercynischen roten Pläner (Mytiloides-Schichten) angeführte Stück ist wegen sehr mangelhafter Erhaltung in der Bestimmung unsicher, wie Schlüter später selbst hervorgehoben hat (s. oben).
3) In Bezug auf die Jugendform von Lüneburg „von der Grenze von Cenoman und Turon" ist die Frage der Zugehörigkeit zu einer der beiden Formationen umgangen, abgesehen davon, daß die Bestimmung nicht über allem Zweifel erhaben ist.
4) Das Stück von Lichtenau ist ein echter *Actinocamax plenus* und entstammt Schichten von zweifellos cenomanem Alter.

Es bleibt abzuwarten, ob spätere Funde besser bestimmbarer Stücke die Zugehörigkeit des bisher nur in einem schlechten Bruchstücke vorliegenden Belemniten der Mytiloides-Schichten zum *Actinocamax plenus* bestätigen; bisher ist jedenfalls gegen die für die französische und die englische Kreide schon vertretene Auffassung, daß der *Actinocamax plenus* Blainv. eine Form des Cenoman ist, in Norddeutschland kein stichhaltiger Beweis erbracht worden. Auch in Böhmen hat ja nach Petrascheck[1]) die Fauna der Plenus-Schichten einen durchaus cenomanen Charakter, und aus schlesischem Cenoman ist der *Actinocamax plenus* von Michael[2]) angeführt worden.

---

[1]) siehe die Fußnote 2 auf S. 7 der zit. Arbeit von Stolley.

[2]) Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien. Diese Zeitschr. 1893 S. 231.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 4. 1905.

4. Protokoll der April-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 5. April 1905.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Das Protokoll der März-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Gesellschaft ist als Mitglied beigetreten:

Herr Bergingenieur JULIUS KUNTZ, beratender Geologe, Johannesburg, Transvaal,
vorgeschlagen durch die Herren MOLENGRAAFF, VOIT und BERG.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

DEWALQUE, G.: Catalogue de météorites conservés dans les collections belges. S.-A. a. Annales soc. géol. Belgique **32**. 1905.

DUPARC, L. et MRAZEC, L.: Le minerai de fer de Troïtsk. St. Petersbourg 1904.

DUPARC, L. et PEARCE, F.: Recherches géologiques et petrographiques sur L'Oouràl du Nord dans la Rastesskaya et Kizélowskaya-Datcha (Gouvernement de Perm). 2. Mémoire. Genève 1905.

GAGEL, C.: Über einige Bohrergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglacial aus der Gegend von Elmshorn. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. **25**. 1904.

—: Über ein neues pflanzenführendes Interglacial bei Elmshorn. S.-A. a. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. **56**. 1904.

HOFFMANN, J. F.: Chemische Gleichungen der Bildung fossiler Brennstoffe. S.-A. a. Gerhards Beiträgen zur Geophysik **7**. 1905.

SPEZIA, G.: Contribuzioni di geologia chimica. La pressione e chimicamente inattiva nella solubilità e ricostituzione del quarzo. S.-A. a. Acad. R. delle scienze di Torino 1904—1905.

TASSIN, W.: The Mount Vernon meteorite. S.-A. a. Proced. U. S. National Museum **28**. 1905.

UHLIG, C.: Vom Kilimandscharo zum Meru. Vorläufige Mitteilung über eine Forschungsreise. S.-A. a. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin 1904.

VOIT, F. W.: A contribution to the geology of German South-West-Africa. S.-A. Transact. geol. soc. of S. Africa. **7**. 1904.

WILCKENS, O.: Ein neues Vorkommnis von Nephelinbasalt im badischen Oberlande. S.-A. Mitteil. Großh. Badisch. geol. L.-A. 5. 1905.

ZIMMERMANN, E.: Der Bau der Gegend bei Goldberg. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Goldberg und Schönau in den Jahren 1901 und 1902. S.-A Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1902. 23. 1905.

Herr **PHILIPPI** gab Beiträge zur **Geologie von Rüd-Rhodesia.**

Herr **MENZEL** legte **paläolithische Feuersteinwerkzeuge** aus dem **südlichen Hannover,** von **Wegeleben, Westend, Teltowkanal, Britz** und **Prellwitz i. Westpr.** (letztere von MAAS gesammelt) vor.

Herr **GAGEL** sprach über: **Neuere Beobachtungen über die diluvialen Störungen im Lüneburger Turon.** Hierzu 2 Textfig.

Im Jahre 1900 beschrieb MÜLLER diluviale Störungen im Turon des Pieperschen Bruches bei Lüneburg. Es waren isolierte, abgequetschte Partien von normalem, kalkhaltigem, nordischem Grand und Sand, die z. T. an erkennbaren Verwerfungslinien, z. T. ganz isoliert im Turon steckten.

Die s. Z. von MÜLLER abgebildete Westwand des Bruches zeigt schon lange nichts mehr von diesen diluvialen Sandnestern, die bald nach der Publikation abgebaut waren. Ich habe den Bruch all die Jahre genauer beobachtet und den Abbau regelmäßig verfolgt — es wollte sich lange nichts mehr von derartigen Erscheinungen zeigen, bis in diesem Winter in der Nordwand des Bruches wiederum solche isolierte Diluvialsandmassen im Turon erschienen, Fig. 1. Diese jetzt aufgeschlossenen Diluvialpartien sind aber insofern bemerkenswert, als sie — soweit man an sie herankommen und es genau untersuchen kann — aus gelben, intensiv eisenschüssig verwitterten kalkfreien Sanden bestehen. Die oberste von diesen Diluvialpartien zeigt außerdem eine sehr deutliche Schichtung gelber und brauner Schichten, die intensiv gefaltet sind und zwar genau so, wie das rechts und links anstehende Turon, dessen Feuersteinschichten auch intensive Aufrichtungen und Verbiegungen zeigen. Das eingefaltete Diluvium — 5 isolierte Nester — steckt in bez. über einer total zerrütteten und zertrümmerten Partie von Turon, in der nichts von Schichtung mehr zu erkennen ist. Die Verhältnisse (die Zeichnung stammt vom 28. Februar) sind insofern besonders interessant, als sie eine noch genauere Altersbestimmung der Störungen gestatten, als früher die von MÜLLER beschriebenen. Die gelben, eisenschüssig verwitterten, kalkfreien Diluvialsande, die ins Turon eingefaltet sind, sind nämlich weiter östlich unter normalen Lagerungsverhältnissen zu beobachten

West Os

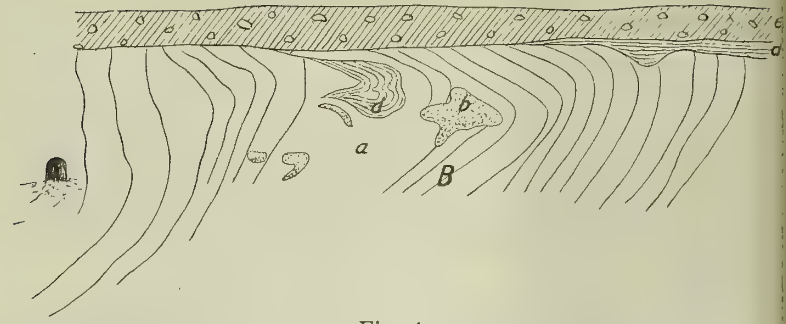


Fig. 1.

West Os

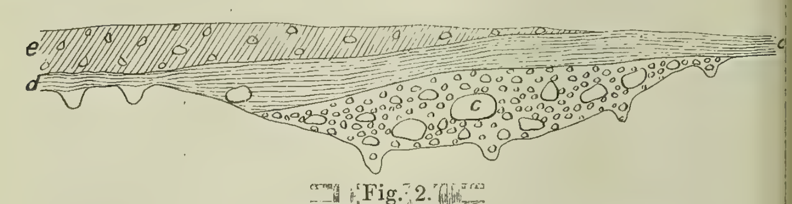


Fig. 2.

Nordwand von Piepers Bruch bei Lüneburg am 28. Februar 1905.

B Cuvieri-Pläner
a ganz zertrümmerte Partie des Turon
b gelbe, kalkfreie Diluvialsande im Turon, ohne erkennbare Schichtung (4 Nester).
c Geschiebepackung mit Geschieben bis zu 1,5 m Durchmesser; $2^1/_2$ m mächtig
d gelbe und braune, kalkfreie, horizontal geschichtete Sande, 1—2 m mächtig; z. T. ins Turon eingefaltet[1])
e Grundmoräne bis 2 m mächtig.

— Fig. 2 —; sie liegen dort auf einer $1^1/_2$ m mächtigen Geschiebe packung, einer ausgewaschenen Moräne, die kantige Geschiebe bis zu $1^1/_2$ m Durchmesser führt, und werden von normalem braunem Geschiebemergel überlagert, der zwar im allgemeinen nicht sehr kalkhaltig ist,[2]) aber unmittelbar über den kalkfreien bez. ganz kalkarmen Sanden eine deutliche, sehr kalkreiche Infiltrationszone zeigt.

[1]) Die mit **d** bezeichnete, gefaltete Stelle **der Fig. 1** konnte nicht genauer untersucht werden, weil sie in einer absolut senkrechten Wand steckte; sie schien auch braune Tonstreifen zu enthalten.

Fig. 2 stößt östlich an Fig. 1 an.

[2]) Immerhin enthält er soviel Kalk, daß er nicht zur Ziegelfabrikation zu brauchen ist.

Die Einfaltung des Diluviums ins Turon ist also erfolgt, nachdem die von einer Moräne unterlagerten Sande vollständig entkalkt waren, aber vor Ablagerung der jüngeren Grundmoräne, die das ganze diskordant überdeckt.

Ich bemerke noch ausdrücklich, daß die tieferen dieser Sandnester sicher ebenso, wie die früher von MÜLLER beschriebenen, ganz isoliert und abgequetscht im Turon stecken, und daß eine Einspülung der Sande in Höhlungen von oben her ganz ausgeschlossen ist, da sie ganz sicher keine Verbindung mit der Oberfläche haben oder gehabt haben, was ich z. T. selbst beobachtet habe, z. T. ist es mir von den Steinbruchsarbeitern ausdrücklich bestätigt worden.

Das Turon zeigt hier so intensive und tiefgehende Störungen, — das Oberturon ist z. T. spiralig gedreht und streicht annähernd rechtwinklig zu den in der Ost- und Westwand auftretenden, roten Labiatusschichten — sodaß an einer tektonischen Ursache der Erscheinung wohl nicht zu zweifeln ist. Der Druck, der die Störungen verursacht hat, scheint annähernd von Osten bez. OSO gekommen zu sein, was ebenfalls gegen die Entstehung der Störungen durch Eisdruck sprechen dürfte.[1])

An der Diskussion beteiligte sich Herr WAHNSCHAFFE.

Herr **HANS STILLE** sprach über **Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes.**

Vortragender legte Konglomerate aus dem Serpulit von Bielefeld vor, die fast ausschließlich aus wohl-

---

[1]) Neuerdings ist etwas östlich von den beschriebenen und abgebildeten Diluvialnestern, etwa 2 cm vom Rande der Figur 1, 4 m über der Sohle des Bruches ein neuer Einschluß von Diluvium innerhalb der Schichten des Cuvieri-Pläners zutage gekommen. Diesmal ist es eine etwa 1 cbm große Masse sehr zähen, fetten, dunkelbraungrauen bis grünlichen, kalkfreien Tons, der z. T. mit eisenschüssig verwittertem, gelben Kies zusammengeknetet ist und oben an der Grenze gegen das Turon bis faustgroße nordische Geschiebe enthält. — Diese Geschiebe zeigen zum erheblichen Teil die eigentümlich fettig glänzende, pockennarbige Oberfläche der Windschliffgeschiebe — eins ist ein richtiger, schön ausgebildeter Dreikanter.

Also nicht nur stark verwittert und entkalkt ist das Diluvium vor der Einklemmung ins Turon, sondern auch lange Zeit der Einwirkung des Windgebläses ausgesetzt gewesen.

Auch in dem „neuen“ PIEPERschen Bruch neben der Saline ist neuerdings eine ganz flach verlaufende Überschiebung im Turon aufgeschlossen, auf deren Schubfläche meistens nur grauer Kluftletten vorhanden ist; an einer Stelle aber war ein nicht unerhebliches Nest von Diluvium auf der Überschiebungsfläche vorhanden, verwitterter nordischer Kies, der durch sehr reichlichen Brauneisenstein zu einem festen Konglomerat verkittet war. Einige Stücke des sehr auffallenden Konglomerats hatte Herr PIEPER aufgehoben; an Ort und Stelle ist leider nichts mehr erhalten.

gerundeten, hühner- bis taubeneigroßen Geröllen von Trochitenkalk bestehen, wie die zahlreichen Stielglieder von *Encrinus liliiformis* Lam. und der petrographische Charakter des Gesteines beweisen; nur ganz vereinzelt finden sich auch Gerölle aus dem Keuper und Jura. Bei Bielefeld ist nun der Serpulit über einer auch heute noch vorhandenen geschlossenen Folge von Jura- und Triassedimenten zur Ablagerung gekommen, und auch am Teutoburger Walde nordwestlich und südöstlich Bielefeld wie auch weiter nördlich (Herforder Liasmulde, Wiehengebirge) liegen die jurassischen und triadischen Horizonte lückenlos und konkordant übereinander, und es ist undenkbar, daß hier zur Serpulitzeit Muschelkalk klippen- oder horstartig emporragte. Es bleibt deshalb als Ursprungsort der Gerölle nur das heute von der „westfälischen Kreidemulde eingenommene Gebiet südlich Bielefeld" das überhaupt zur jüngsten Jura- und zur Kreidezeit der Schauplatz gewaltiger Schichtenzerstörungen gewesen ist. Da nun dort der Trochitenkalk höher gelegen haben muß, als die Ablagerung der Serpulitgerölle bei Bielefeld erfolgte, und er bei Bielefeld um eine aus der Gesamtmächtigkeit von Keuper und Jura sich ergebende Tiefe, die mit 1000 m gewiß nicht zu hoch veranschlagt ist, unter Terrain lag, so muß zwischen dem Ursprungs- und dem Ablagerungsgebiete der Gerölle schon zur Serpulitzeit in der Höhenlage des Muschelkalkes eine Differenz von über 1000 m bestanden haben.

Hieran und an neuere Tiefbohrergebnisse, sowie an die früher am Ostrande der westfälischen Kreidemulde (Egge-Gebirge) erkannten praecretaceischen Abbruchslinien[1]) anknüpfend, zeigt Vortragender, daß zur jüngsten Jurazeit im heutigen Gebiete der westfälischen Kreidemulde eine Scheidung in einen nördlichen (relativ) gesunkenen und einen südlichen (relativ) gehobenen Teil entlang einer vom Egge-Gebirge aus in nordwestlicher Richtung parallel dem heutigen nördlichen Teutoburger Walde verlaufenden Dislokationszone eingetreten ist, die heute unter den Kreidebildungen verborgen liegt und nur am Rande der Kreide, an der Egge, der Beobachtung zugängig ist. Indem dabei ein weites Südgebiet hoch über das Denudationsniveau gehoben wurde, ergab sich dort erst die Möglichkeit zur Abtragung mächtiger jurassischer und triadischer Schichtenkomplexe, deren erste Spur uns in den Serpulitkonglomeraten von Bielefeld entgegentritt und die ihren gesteigertsten Ausdruck

[1]) Stille, Über praecretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des südlichen Egge-Gebirges. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1902, S. 296—322.

in der völligen Beseitigung des Mesozoicum vor Ablagerung des Cenoman in den weiten Gebieten der heutigen südlichen und mittleren Kreidemulde gefunden hat. Im Verein mit vorangegangenen und gleichzeitigen terrestren Abtragungen führten dann die Transgressionen der Kreidezeit zur Wiederüberflutung des im Zusammenhange mit den jungjurassischen Dislokationsvorgängen der Wasserbedeckung entrissenen südlichen Terrains, und so tritt uns das (relativ) gesunkene und ununterbrochen unter Wasserbedeckung gewesene Nordgebiet heute als ein Gebiet lückenloser Schichtfolgen[1]) und konkordanter Lagerungsform von Neocom und Cenoman, das Südgebiet als ein Gebiet gewaltiger Schichtlücken und diskordanter Lagerungsformen der Kreidebildungen entgegen. Vortragender erläutert sodann die einzelnen Phasen, in denen die Wiederüberflutung des südlichen Sockels durch das Kreidemeer erfolgte, und weist dabei im Anschlusse an Beobachtungen am Egge-Gebirge namentlich auf eine Phase negativer Strandverschiebung hin, die der gewaltigen positiven Strandverschiebung der Cenomanzeit unmittelbar vorangegangen ist. Auch nach Überflutung des gesamten Terrains klingt der Gegensatz eines nördlichen tieferen und südlichen höheren Gebietes in der Entwicklung einzelner Plänerhorizonte nach, verschwächt sich dabei aber immer mehr.

Näheres über die hier nur kurz angedeuteten Verhältnisse enthält eine im Jahrbuche der Kgl. Preuß. geol. L.-A. erscheinende Arbeit über Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens.

An der Diskussion beteiligte sich Herr Menzel.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Wahnschaffe. Joh. Böhm. E. Philippi.

---

[1]) abgesehen vom nordwestlichsten Teile des Teutoburger Waldes, wo aus an anderer Stelle näher zu erörternden Gründen im Liegenden des Wealden geringe Schichtlücken erscheinen; vielleicht werden spätere Untersuchungen auch noch innerhalb des Weißen Jura geringe Schichtlücken erkennen lassen.

Briefliche Mitteilungen.

9. Einige Bemerkungen zu der jüngst erschienenen Mitteilung des Herrn Professor GEORG BOEHM: „Über tertiäre Brachiopoden von Oamaru, Südinsel Neuseeland.“[1])

Von Herrn TH. FUCHS.

Wien, den 27. März 1905.

Es ist bekannt, daß die Tertiärbildungen Europas in allen Altersstufen in einer außerordentlich großen Menge von Ausbildungsformen oder Facies auftreten, von denen ich nur die Korallenkalke, die Bivalvenschichten, die Bryozoenkalke, die Pleurotomentone, die Pteropodenmergel, Globigerinenmergel etc. anführen möchte.

Diese verschiedenartigen Facies, die in erster Linie auf die bathymetrischen Verhältnisse zurückzuführen und die wir schon gewöhnt sind, als etwas ganz Normales und Selbstverständliches zu betrachten, sind dies im Grunde genommen durchaus nicht.

Im Stromgebiete des Mississippi sowie in jenem des La Plata finden wir marine Tertiärbildungen verschiedenen Alters in außerordentlicher räumlicher Entwicklung und mit großem Fossilreichtum. Alle diese Ablagerungen stellen aber ausschließlich Seichtwasserbildungen dar mit Austern, Pecten, Balanen, Massen von großen Bivalven und Muriciden.

Dasselbe gilt von den Tertiärbildungen, die sich an der Westseite der Anden von Patagonien bis nach Sitka und Alaska finden, ebenso von jenen der japanischen und malayischen Inseln und Hindostans. Überall treten uns dieselben habituell außerordentlich ähnlichen Litoralbildungen mit Ausschluß bathymetrisch tieferer Facies entgegen.

Ganz anders gestalten sich aber die Verhältnisse, wenn wir das südöstliche Australien und vor allem Neuseeland ins Auge fassen.

So wenig bekannt die Tertiärbildungen dieser Gebiete auch noch sind, so genügt doch bereits das bisher Bekannte, um zu zeigen, daß hier in den Ablagerungsformen aller Altersstufen eine außerordentliche Mannigfaltigkeit herrscht, die ganz an die europäischen Verhältnisse erinnert.

---

[1]) Diese Zeitschr. 1904.

Durch die Mitteilung Prof. Boehms wird uns nun aus dem Tertiär Neuseelands eine neue höchst charakteiristische Ablagerungsform bekannt gemacht, die namentlich durch das massenhafte Vorkommen von Bryozoen und kleinen Brachiopoden ausgezeichnet ist und, wie es scheint. mit den Ablagerungen des Pourtales-Plateau verglichen werden kann.

Ganz ähnliche Ablagerungen finden sich auch in Süditalien und Sizilien, wo dieselben einen integrirenden Bestandteil der sog. „Zancléen" Seguenzas bilden.

Ich habe s. Z. selbst Gelegenheit gehabt, bei Abbadessa in der Nähe von Messina eine hierher gehörige Lokalität zu untersuchen, welche mir durch das von Prof. Boehm beschriebene Vorkommen lebhaft in Erinnerung gebracht wurde.

Hier (bei Abbadessa) fanden sich teils in weichem weißen Mergel, teils in harten knolligen Kalkbänken Massen kleiner Brachiopoden, namentlich der *Terebratula minor*, die man zu Hunderten und Tausenden sammeln konnte.

Die lose gefundenen Exemplare waren meist ganz leer und sahen aus wie lebende. Man konnte die Klappen öffnen und schließen wie bei recenten. Die Schleife war vollkommen intakt. Die im Gesteine eingeschlossenen Exemplare waren ebenfalls sehr häufig ganz oder halb hohl und die Schleife ebenfalls vollständig erhalten.

Ebenso fiel es mir auch damals auf, daß beim Formatisieren die in den hohlen Exemplaren frei in den Hohlraum reichenden Schleifen nicht abbrachen.

Ein Unterschied zwischen diesen Vorkommnissen des Zancléen und jenem von Oamaru scheint mir nur darin zu bestehen, daß bei Abbadessa neben den Brachiopoden und Bryozoen auch in großer Menge Tiefseekorallen (*Lophohelia*, *Amphihelia*) auftraten, die Prof. Boehm von Oamaru nicht erwähnt.

Der Vollständigkeit wegen möchte ich noch darauf hinweisen, daß die Tertiärbildungen der westindischen Inseln ebenfalls eine größere Mannigfaltigkeit der Ausbildung zeigen, indem hier neben litoralen Korallenkalken auch Pleurotomentone, sowie Globigerinenmergel. Radiolarienschlamm etc. als Vertreter der Tiefseebildungen vorkommen. Ebenso treten bekanntlich auch auf den Nikobaren Tertiärschichten auf, die im Habitus unserem Badener Tegel oder dem Schlier entsprechen und reich an Radiolarien sind. —

Fast möchte man der Ansicht zuneigen, daß das Vorkommen tertiärer Tiefseebildungen und der hierdurch hervorgerufene Faciesreichtum eine Eigentümlichkeit insularer Gebiete

ist, da ja auch Europa während der Tertiärzeit offenbar einen aufgelösten Archipel darstellte.

---

10. Über einen Schlämmapparat.

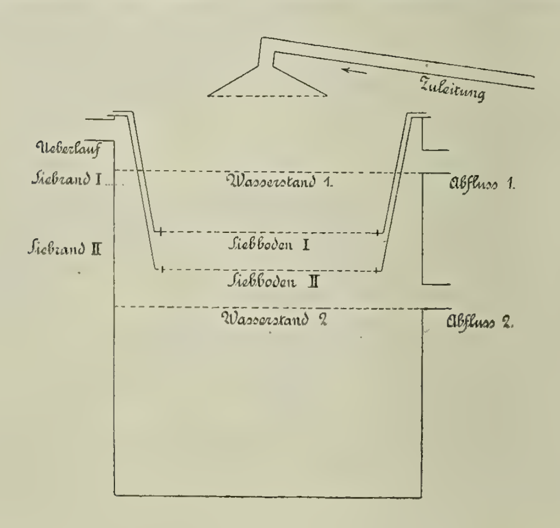
Von Herrn P. Range.

Hierzu 1 Textfig.

Berlin, den 28. März 1905.

Beistehend abgebildeter Apparat ist von mir zum Schlämmen von Tonen mit Erfolg verwandt worden. Ich benutzte denselben um aus spätglacialen Tonen Pflanzenreste, besonders Blätter, möglichst unversehrt zu erhalten. Was sich in der Literatur an Angaben über diesen Gegenstand fand, befriedigte insofern nicht, als die angeführten Methoden zu leicht ein Zerbrechen der überaus empfindlichen Blattreste verursachen.

Die Konstruktion des Apparates ist einfach. Die beiden Siebe I und II von verschiedener Weite sind übereinander in dem Gefäß angebracht, sie sind zum Herausnehmen eingerichtet. Der Siebboden ist von dem Siebrande abnehmbar um die durch Anschlämmen gewonnenen Reste mit der Lupe gleich auf dem Siebe betrachten zu können. Die Möglichkeit den Siebboden herauszunehmen bietet natürlich außerdem den Vorteil, daß beliebig viele Siebböden verschiedener Weite in denselben Siebrand ein-



gesetzt werden können, je nach der Größe des auszuschlämmenden Materials. Der Wasserstrom kann mit einer Brause auf die im oberen Siebe befindliche Probe gelassen werden, sodaß dieselbe abgespült wird unter Benutzung des Abflusses 2. Bei leicht zerfallendem Material mit mürben Resten empfiehlt es sich einen einfachen Strahl zufließen zu lassen unter Benutzung des Abflusses 1. Bei entsprechender Benutzung der beiden Abflüsse können die Proben entweder abtropfen oder dauernd im Wasser geweicht werden. Wesentlich ist, daß die Abflußöffnungen einen etwa $1^1/_2$ mal so großen Querschnitt als der Zufluß besitzen, da das Wasser unter geringerem Druck abfließt, zumal wenn die Zuleitung an eine unter starkem Druck stehende Wasserleitung angeschlossen ist. Ein Vorteil des Apparates besteht darin, daß er selbsttätig funktionieren kann, sodaß die lästige dauernde Beaufsichtigung der Schlämmproben fortfällt. Immerhin wird sich bei einer derartigen Benutzung empfehlen, die dritte Öffnung (links) als Überlauf zu benutzen, da der Druck des Wassers in der Leitung bekanntermaßen sehr wechselt.

Die dem Schlämmen vorangehende Behandlung der Tonproben ist bekannt. Sehr zähe Tone wird man durch wiederholtes Trocknen und Befeuchten bei mäßiger Temperatur, Zusatz von Salzsäure, Gefrieren lassen, Behandeln mit Alaunlösung zum Zerfall bringen. Bei sandigen Proben kann sogleich mit dem Schlämmen begonnen werden.

---

11. Bemerkungen zu C. GAGELS Mitteilung über postsilurische nordische Konglomerate als Diluvialgeschiebe.

Von Herrn E. STOLLEY.

Braunschweig, den 4. April 1905.

Die von C. GAGEL im Monatsbericht 2, 1905 dieser Zeitschrift beschriebenen postsilurischen Konglomerate sind zweifellos ident mit solchen, die ich bereits im Jahre 1895[1]) aus der Umgegend von Kiel beschrieben habe. Meine damaligen Beobachtungen gebe ich im folgenden wieder:

---

[1]) Die cambrischen und silurischen Geschiebe Schleswig-Holsteins und ihre Brachiopodenfauna, S. 92. (Archiv f. Anthropologie u. Geologie Schleswig-Holsteins. 1. H. 1, 1895).

„Ich muß hier anhangsweise eines sehr merkwürdigen braunroten, eisenschüssigen Konglomerates Erwähnung tun, welches zwar ohne Zweifel jünger als silurischen Alters ist, aber deswegen nicht übergangen werden darf, weil die das Konglomerat bildenden Gesteinsstücke mit ganz geringen Ausnahmen durch alle die verschiedenen Abarten der Ramsåsa-Gesteine mit ihren charakteristischen Fossilien gebildet werden. Es sind z. T. bis handgroße, meist plattige Stücke von glimmerreichem roten Schiefer, von roten Beyrichien-Kalk, Pelecypoden-Kalk, Chonetes-Gestein, Tentaculiten-Kalk und -Schiefer genau in der Ausbildung, wie sie bei Ramsåsa auftreten. Ein großer Block, von Herrn Oberlehrer Peters bei Levensau gesammelt, enthält hunderte solcher Ramsåsa-Gesteinsstücke, und dieselben kehren weit kleiner, doch deutlich erkennbar in einer Reihe ähnlicher, aber feinerer Konglomerate wieder. Über das Alter derselben kann ich noch nichts genaueres angeben.“

Die Priorität, diese Konglomerate beobachtet und, soweit möglich, gedeutet zu haben, kommt also mir zu.

Auch die von Gagel erwähnten, äußerlich etwas ähnlichen Konglomerate, in denen anstatt der Ramsåsa-Gesteine Chalcedon, Quarzporphyre, Diabase u. s. w. als Gerölle auftreten, sind mir seit langem bekannt, aber ich vermißte und vermisse auch bei Gagel den Beweis, daß sie mit den ersteren gleichaltrig sind, da ich in ihnen silurische Gerölle bisher nicht gesehen habe und auch Gagel nicht von einer solchen Vergesellschaftung spricht.

Ob das Alter der ersteren devonisch, permisch oder triadisch ist, wird vor der Hand noch unentschieden bleiben müssen, zumal da die von Gagel herangezogenen Konglomerate im „Keuper“ Schonens doch erheblich anders aussehen, jedenfalls soweit ich dieselben gesehen habe, und andrerseits die Altersbestimmung dieser Konglomerate noch immer nicht gelungen ist. Übrigens kommen den schleswig-holsteinischen Geschieben völlig entsprechende Konglomerate mit Ramsåsa-Geröllen nach einer früheren Mitteilung meines Freundes Dr. Grönwall auch in Schonen als Geschiebe vor.

Nachschrift.

Braunschweig, den 13. April 1905.

Nachträglich finde ich unter meinen Reisenotizen aus Schweden vom Jahre 1896 eine, die sich auf das Vorkommen ähnlicher Konglomerate in Dalarne bezieht. Ich beobachtete dort auf Sollerö, einer Insel des Siljansees, riesige Blöcke eines braun-

roten, eisenschüssigen Konglomerates mit großen Geröllen von Dalarner Quarzporphyr. Da in Dalarne jüngere als silurische Sedimente völlig unbekannt sind, da ferner innerhalb der cambrosilurischen Schichtenserie vom obercambrischen Olenus-Konglomerat, welches ganz anders beschaffen ist, an bis bis zum Leptaena-Kalk aufwärts kein Platz für diese Konglomerate ist, da andrerseits an der Basis der präcambrischen Dalasandstein-Gruppe grobe Konglomerate auftreten, so ist es sehr wahrscheinlich, daß die Blöcke von Sollerö präcambrischen Alters sind und die ähnlichen holsteinischen Geschiebe ihnen dem Alter nach entsprechen und von Dalarne als Ursprungsgebiet abzuleiten sind. Mit den an Geröllen der obersilurischen Ramåsa-Gesteine reichen Konglomeraten werden letztere schon aus dem Grunde nichts zu tun haben können, weil in Schonen anstehender Quarzporphyr unbekannt ist, die Quarzporphyr-Konglomerate sich also dort nicht gebildet haben können.

Um hinsichtlich der letzteren Geschiebe völlige Sicherheit zu gewinnen, würde es sich empfehlen, die Gerölle von Quarzporphyren und Diabasen in den Geschieben genau zu prüfen und hauptsächlich mit entsprechenden Gesteinen Dalarnes zu vergleichen; bei den Diabasgeröllen wäre besonders auf etwaigen Oejediabasporphyrit zu achten.

---

12. Zur Entstehung der Inselberglandschaften im Hinterlande von Lindi in Deutsch-Ost-Afrika.

Von Herrn O. Hecker.

Berlin, den 15. April 1905.

Im vorigen Jahre hatte ich auf einer Reise im Süden von Deutsch-Ost-Afrika, im Hinterlande von Lindi, Gelegenheit, die „Inselberglandschaften“, die Bornhardt[1]) aus dieser Gegend zum erstenmal beschrieben hat, des Näheren kennen zu lernen. Fast sechs Monate bin ich in dieser auf die Dauer ermüdenden eintönigen Landschaft, die sich wie ein endloses Meer meilenweit erstreckt, aus dem sich nur hier und da einzelne Kuppen gleich Inseln erheben, umhergewandert, und es sei mir gestattet, an dieser Stelle einige Bemerkungen zur Entstehung dieser ganz eigenartigen Landschaftsform zu machen.

---

[1]) Zur Oberflächengestaltung Deutsch-Ost-Afrikas. Berlin 1900, S. 34 ff.

Ich hatte vor meiner Ausreise nach Afrika das oben erwähnte Werk Bornhardts studiert und besonders auch den Abschnitt über die Entstehung der Inselberge gelesen, da diese Gegend für die eigentlichen Zwecke unserer Expedition sehr in Betracht kam. Schon zuhause, noch mehr aber nach kürzerem Aufenthalt in Afrika wollte mir die Ansicht Bornhardts über die Entstehung der Inselberge nicht recht erklärlich erscheinen; ich konnte mir aber selber kein klares Bild davon machen, da ich mich bisher mit diesen mehr geographischen Fragen wenig beschäftigt hatte. Erst nach meiner Rückkehr aus Afrika, nach eingehenderem Studium der Literatur, besonders der Arbeiten Passarges[1]) über diesen Gegenstand, wurde mir manches klar, worüber ich vorher noch im Zweifel war.

Bornhardt[2]) sagt in seinem vorher angeführten Werke zum Schluß des Abschnittes über die Entstehung der Inselberge folgendes:

„Ich glaube, die Erklärung für die eigenartige Entwicklung der orographischen Verhältnisse in der Annahme gefunden zu haben, daß die Inselbergs-Landschaft nicht das Erzeugnis eines ununterbrochen fortwirkenden Erosions- und Denudations-Vorganges, sondern mehrfacher Wiederholungen desselben darstellt, wobei jeder spätere Vorgang von dem früheren dadurch abgesondert und unabhängig gestaltet wurde, daß in der Zwischenzeit eine ausgleichende Überdeckung des Landes durch Sedimente stattfand."

Er nimmt also an, daß die Inselberge durch wiederholte Transgression und darauf erfolgte, in verschiedenen Richtungen verlaufende Talbildung, d. h. Einschneiden von Flüssen in die Meeresablagerung, erfolgt sei, und sagt[3]):

„Eine mehrmalige Überdeckung des durchwanderten Gebietes durch sedimentäre Bildungen hat sicher stattgefunden."

Dieser Meinung kann ich mich ganz entschieden nicht anschließen. Denn wenn die jetzige Inselberg-Landschaft mehrere Male von Meeresablagerungen bedeckt gewesen wäre, also, sagen wir, von den Sedimenten der Kreide und des Tertiär, so müßte man doch jetzt wenigstens noch einmal ganz kleine Reste dieser Ablagerungen finden. Es wäre doch merkwürdig, daß z. B. bei Massassi, in dessen nächster Nähe die Plateaus der

---

[1]) Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika. Naturwissenschaftliche Wochenschrift. Jahrg. 1904, No. 42. — Die klimatischen Verhältnisse Süd-Afrikas seit dem mittleren Mesozoikum. Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde 1904, S. 176.

[2]) a. a. O. S. 37.

[3]) a. a. O. S. 36.

mesozoischen Formationen endigen, auch nicht ein Stück Sedimentgestein mehr gefunden ist. Auch Gerölle des „Newala-Sandsteins", die BORNHARDT der oberen Kreide zurechnet, habe ich nur in Gegenden gefunden, die ganz dicht an dem mesozoischen Plateau gelegen sind. Weiter westlich in der eigentlichen Region der Inselberge sind sie von mir nicht gefunden, und auch BORNHARDT hat meines Wissens kein derartiges Gestein mehr gefunden. Im übrigen hat KALKOWSKY[1]) nachgewiesen, daß dieser Nevala-Sandstein ein typisch eingekieselter Chalcedonsandstein ist, der ein Wüstenklima zu seiner Bildung voraussetzt.

BORNHARDT glaubt, daß die Makonde- und Mikindani-Schichten, die von Lindi aus 100 km westwärts ins Land hinein ausgebildet sind, dann bei Tshikukwe aufhören und westlich von dem Muhessi-Fluß wieder bei den Mtungwe-Bergen beginnen, einst in ununterbrochenem Zusammenhang gestanden haben. Ich glaube annehmen zu dürfen, daß die Mikindani- und Makonde-Schichten in der Gegend der Mtungwe-Berge einen alten Meeresarm darstellen, der sich von Kilwa aus zuerst westlich und dann vom Ruhuhu südwestlich bis an den Rovuma erstreckte. Ein Blick auf eine topographische Karte — mir liegt die Übersichtskarte der Reisen von BORNHARDT vor — zeigt uns einen fortlaufenden Bergrücken von den Mtungwe-Bergen bis an die rechten Nebenflüsse des Mandandu. Da mir nun vom Oberlauf des Ruhuhu und des Gurumahigo, den Quellflüssen des Umbekuru, Gesteine vorliegen, die dem Mesozoikum angehören, zweifle ich nicht daran, daß das Mesozoische Meer einst von Kilwa aus in einem Arm bis nach den jetzigen Mtungwe-Bergen gereicht hat. Eine marine Überdeckung der jetzigen Inselberglandschaft hat also nicht stattgefunden.

Die Inselberglandschaft am Rovuma ist, wie ich mit Sicherheit annehmen zu dürfen glaube, ebenfalls durch Winderosion in einem Wüstenklima entstanden und ist dem von PASSARGE[2]) aufgestellten Betschuana-Typus der Inselberglandschaften zuzurechnen, von dem sie nur durch einige kleine Unterschiede abweicht. So bestehen z. B. die Berge und die zwischen den Bergen gelegene Ebene aus denselben Gesteinen, meistens Biotitgneisen, zweiglimmerigen Gneisen, Granatgneisen und Amphiboliten. Allerdings sind auch die Berge der Rovuma-Landschaft ähnlich dem Betschuana-Typus durch ein härteres Gestein ausgezeichnet,

[1]) Die Verkieselung der Gesteine in der Nördlichen Kalahari. Dresden 1902.

[2]) a. a. O.

nämlich durch pegmatitische Gänge und andere quarzreiche Ausscheidungen. Auch BORNHARDT ist es bereits aufgefallen, daß die Berge aus quarzreicheren Gesteinen bestehen, er glaubt aber, dieser Tatsache keine Bedeutung für die Entstehung der Inselberglandschaft beilegen zu müssen. Es ist jedoch sehr auffallend — auch meine teilweise geologisch ungeschulten Reisegefährten machten mich darauf aufmerksam —, daß auf jeder, auch der kleinsten Bodenstufe Quarze und Feldspäte in großen Stücken zu finden waren. Einzelne Berge bestehen sogar aus einem einzigen pegmatitischen Gange. Die größere Widerstandsfähigkeit der Berge gegenüber der die Berge umgebenden Ebene spielt also bei der Entstehung der Inselberge eine große Rolle.

Der Untergrund der Inselberglandschaften besteht aus einem Gneismassiv, dem alten afrikanischen Kontinent. Tektonische Störungen haben nicht oder doch nur in ganz geringem Maße stattgefunden. Bei ungefähr 25—30 Schürfschächten und Gräben, die wir haben anlegen lassen, ist auch nicht eine einzige größere Störung festgestellt. Die Gneise streichen meist N 45° O und fallen nach S zu ein, durchschnittlich mit 40°.

Die Ebene zwischen den einzelnen Inselsbergen, die manchmal 25 km und mehr auseinanderliegen, hat nur ganz geringe Höhenunterschiede. BORNHARDT hat eine Differenz von nur 80 m auf einer über 150 km langen Strecke berechnet. Die kleinen Niveauunterschiede der Ebene sind noch ausgefüllt von jungen Deckschichten, sodaß tatsächlich an manchen Stellen der Boden auf eine Entfernung von mehreren Kilometern „glatt wie eine Tischplatte“ ist. Nur hier und da sind kleine Flußtäler mit flachen sanften Böschungen in das alte Gneismassiv hineingeschnitten. Diese jungen Deckschichten, die manchmal nur eine ganz geringe Mächtigkeit haben, bestehen hauptsächlich oder sogar ausschließlich aus tonigen Sanden — einen nebenbei bemerkt für den Baumwollenbau sehr wertvollen Boden. — Diese Deckschichten sind meiner Meinung nach äolische Ablagerungen aus der Zeit, in der in diesen Gegenden die Winderosion bei einem ausschließlichen Wüstenklima tätig war. In der Nähe der Inselberge, manchmal nur hart am Fuße derselben sind mächtige Schuttmassen abgelagert, die aus jungen Zersetzungsprodukten bestehen, meistens der sog. Roterde. Diese sind wohl entstanden, nachdem das Wüstenklima einem niederschlagsreicheren Klima Platz gemacht hatte. In dieser Beziehung gleicht die Rovuma-Landschaft also den Inselberglandschaften von Kordofan, die Professor LINCK[1])[2]) beschrieben hat.

---

[1]) Naturwissenschaftliche Wochenschrift 1902 S. 373.
[2]) Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde 1901 S. 217.

Wir haben uns also vorzustellen, daß die jetzige Inselberglandschaft einst ein hohes Gebirge war, an dessem Fuß die Wogen der mesozoischen Meere brandeten. Dann begann, nach PASSARGES[1]) Ansicht wahrscheinlich während des Mesozoikums, die Winderosion zu wirken, und wir haben in den jetzigen Bergen die letzten Reste des einstigen Gebirges, die infolge ihrer härteren Beschaffenheit den abtragenden Kräften des Windes eine größere Widerstandsfähigkeit entgegensetzten, vor uns. Die Aufstellung eines besonderen Typus, wie PASSARGE[2]) es vorschlägt, ist daher nicht nötig, da marine Ablagerungen auf der zwischen den Inselbergen gelegenen Ebene nicht vorhanden sind.

---

13. Über interessante Dünenformen in der Mark Brandenburg.

Von Herrn FRIEDRICH SOLGER.

Mit 2 Textfig.

Berlin, den 15. April 1905.

Obwohl die Dünen der Mark große Flächen bedecken und recht ansehnliche Höhen erreichen, ist in der geologischen Literatur verhältnismäßig wenig von ihnen die Rede. Selbst WAHNSCHAFFE[3]) beschränkt sich auf die Feststellung, daß sie auf den großen Talflächen und vielfach auch auf Diluvialhochflächen in langgestreckten Hügelzügen senkrecht zur herrschenden Windrichtung aufgehäuft seien, und führt die in sie eingelagerten Humusstreifen als Beweis an, daß noch bis in die neueste Zeit Umlagerungen des Flugsandes stattgefunden haben. Da er besonders die Dünenzüge im Berliner Tal längs der Hamburger Bahn hervorhebt, so nimmt er offenbar SSW-Winde als herrschende an.

In der Tat ist die in der Mark überwiegende Dünenrichtung WNW—OSO. Da aber die Haupttäler die gleiche Richtung haben, so liegt es nahe, jene Dünen als obere und untere Stufendünen zu erklären. Zweifellos ist bei einem großen Teil der märkischen Dünen, soweit sie in Tälern oder an deren Rande vorkommen, die Kammrichtung durch die Talrichtung be-

---

[1]) Vergl. a. a. O.
[2]) Vergl. a. a. O.
[3]) Die Ursachen der Oberflächengestaltung in norddeutschen Flachland. 2. Auflage. Stuttgart 1901. S. 248.

dingt.[1]) Da die letztere wieder durch die Richtung der alten Wasserläufe hervorgerufen ist, so konnte Girard[2]) schon auf die engen Beziehungen zwischen Dünen und Flußläufen in der Mark hinweisen. Ja, Laufer[3]) sah in diesem Zusammenhange ein so allgemeines Gesetz, daß er z. B. bei Schmöckwitz, wo die Talrichtung (N—S) mit der Dünenrichtung (NW—SO) nicht übereinstimmt, aus der letzteren auf das „einstige Vorhandensein des von SO nach NW in dieser Breite verlaufenden alten Odertals" schloß. Da die großen Dünen in der Mark alle bewachsen sind, so fehlen direkte Beobachtungen über den Einfluß der Winde auf ihre Form. Gruner[4]) hebt von den Dünen des Berliner Tales auf Blatt Lohm hervor: „Deutlich sieht man aus der Gestaltung der Flugsandberge den Einfluß der vorwaltenden SW-Windrichtung, andrerseits aber auch denjenigen der NW-, NO- und SO-Winde, die kalt und trocken sind und einen starken Druck ausüben". Da aber unweit dieses Gebietes bei Schnackenburg Weissermel[5]) die N—S Bewegung einer Düne glaubte nachweisen zu können, d. h. den maßgebenden Einfluß eines der z. Z. in der Mark seltensten Winde, so ist das Ergebnis dieser Betrachtungen ein ziemlich unbefriedigendes. Das fühlte anscheinend auch Gruner, und er suchte das Fehlen eines herrschenden Einflusses westlicher Winde auf den Umstand zurückzuführen, daß die Wirkung der an sich zweifellos überwiegenden W- und SW-Winde vermindert sei, weil sie gewöhnlich Regen mit sich brächten.[6]) Gerade in der Gegend von Wilsnack, in der diese Anschauung gewonnen wurde, sind die Dünenbildungen aber sehr unregelmäßig, sodaß Gruner selbst lokalen Zufällen, wie dem Rande der entstehenden und wieder vergehenden Waldungen, einen wichtigen Einfluß zuschreibt.

Will man die Abhängigkeit der Dünenrichtungen von den Windverhältnissen in der Mark klar legen, so muß man von Gebieten ausgehen, in denen die Bodengestaltung diese Abhängigkeit nicht beeinträchtigt, d. h. von allseitig ausgedehnten Talsandebenen oder Sandr-Flächen. Danach gibt es in der Nähe Berlins zwei Punkte, die hierzu besonders geeignet sind, das Talsandgebiet SW von Fürstenwalde und den Sandr der Schorfheide. Das erstere liegt noch außerhalb der geo-

[1]) Vergl. das Kärtchen von Jentzsch im Handbuch des deutschen Dünenbaues. S. 123, (z. B. die N-S-Dünen des Haveltals).

[2]) Diese Zeitschr. 1. S. 350.

[3]) Erläutr. für Bl. Königs-Wusterhausen d. Geol. Spez.-Karte S. 13.

[4]) Erl. z. Bl. Lohm der Geol. Spez.-K. S. 28.

[5]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1898 S. CLXXI.

[6]) Erläutr. z. Bl. Wilsnack S. 17.

logischen Kartierung, auf den letzteren hat schon BERENDT hingewiesen mit den Worten: „Ein wahres Labyrinth sich verschlingender, immer aber in der Hauptsache die West-Ost-Richtung behauptender Hügelketten und schmaler Kämme (von Dünensand) bedeckt die ganze weite von der Endmoräne sich nach Westen langsam abdachende obere Sand-Ebene . . . . Der unmittelbare Aufstieg der Dünenkuppen erreicht 5, 10, ja an Stellen, wie z. B. in der Gegend des Wildscheunen-Berges, wo die 80 m-Kurve erreicht wird, selbst bis 20 m.“ [1])

Wenn BERENDT hier nur die O—W-Richtung der Dünen betont, so ist dabei ein sehr maßgebender Zug dieses Dünenfeldes unberücksichtigt geblieben, der auf dem nebenstehenden Bilde (Fig. 1) sofort in die Augen springt, nämlich das häufige Vorkommen bogenförmig gekrümmter Kämme, deren konvexer Umriß nach Osten gewendet ist. Man findet bei näherer Betrachtung der Figur, die übrigens streng im Anschluß an die BERENDTsche Kartierung hergestellt ist, daß fast jeder ost-westliche Dünenzug als der Ausläufer eines solchen Bogenkammes zu betrachten ist. BERENDT erwähnt die Bogenformen nur aus der Gegend nördlich von Biesenthal [2]), wo sie bis gegen 30 m hoch werden. Ich möchte dieses Vorkommen jedoch für den Augenblick noch aus der Betrachtung ausschließen, da dort der Rand des Eberswalder Tals in unmittelbarer Nähe liegt, während ich alle Geländeeinflüsse eben ausschalten möchte.

Als zweites Gebiet, das dieser Forderung entspricht, führte ich die Niederung SW von Fürstenwalde an. [3]) Auch hier ist eine reiche Dünenentwicklung südlich von Spreenhagen zu beobachten (Fig. 2). Vielleicht noch deutlicher als in der Schorfheide tritt dabei die Bogenform als Grundelement der Dünenlandschaft hervor, und wieder sind die konvexen Seiten gegen Osten gerichtet, wieder sehen wir in Verbindung damit als Ausläufer langgestreckte Hügelzüge von ungefähr ost-westlicher Richtung.

Wenn oben gesagt ist, daß die Dünen in beiden als Beispiel gewählten Gebieten auf einer ebenen Fläche aufsitzen, so ist natürlich die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß unter dem Flugsandmantel im Innern der Dünen ein älterer Kern steckt, der ursprünglich die Sandebene unterbrach und den örtlichen Anlaß zur Dünenbildung gab. [4]) Einerseits ist es aber nicht

---

[1]) Erläutr. zu Bl. Gr.-Schönebeck. S. 7.

[2]) Erläutr. zu Bl. Biesenthal S. 18. Die betreffenden Dünenkämme sind auf der Geognost. Übersichtskarte der Umgegend von Berlin (1 : 100 000) noch am Nordrande zu sehen.

[3]) Vergl. die Meßtischblätter No. 1978, 1979, 2045, 2046.

[4]) BERENDT, Erläutr. zu Bl. Henningsdorf. S. 13.



Fig. 1.

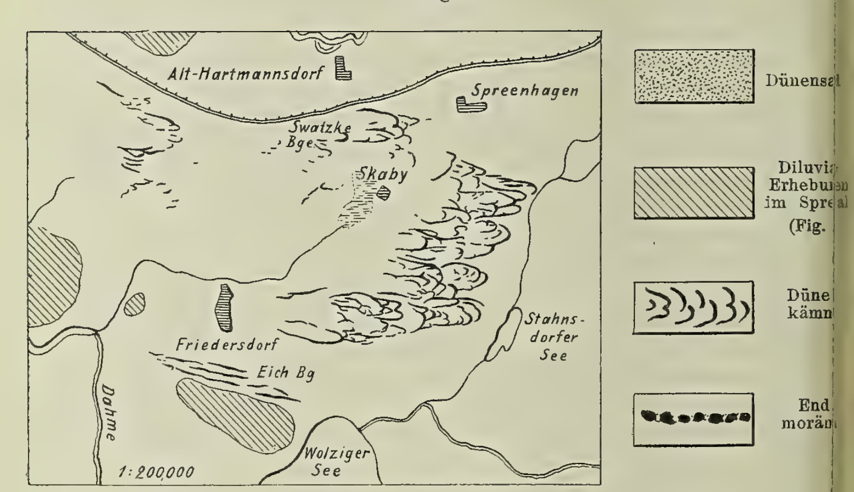


Fig. 2.

wahrscheinlich, da eine solche Auffassung sehr zahlreiche und kleine Kerne fordern würde, andrerseits würde die Gestaltung der Düne dadurch im Einzelnen nicht merklich beeinflußt werden, da jedenfalls ihre obersten Schichten in allen vorliegenden Fällen aufgewehter Flugsand sind. Auch spricht dagegen, daß dieselbe Bogenform unter den verschiedensten äußeren Verhältnissen fast in

jedem größeren märkischen Dünenfelde wiederkehrt. Außer den oben genannten seien hier nur erwähnt die Dünen auf dem Talsande SO und NW von Baruth. W von Naumburg a. Bober und in besonders reicher Entwicklung zwischen Landsberg a. W., Birnbaum und Königswalde. Doch auch außerhalb der Talsandflächen finden sie sich nicht selten, wenn sie auch dann meist nicht so günstigen Entwicklungsraum gehabt haben. So treten unter den Dünen des Glien südlich von Kremmen die gegen Ost konvexen Dünenkämme deutlich hervor, und auch im Tegler Forst sind sie neben den O—W-gerichteten langen Zügen noch entschieden erkennbar.[1]).

Die Bogenform hat an sich nichts überraschendes, kennen wir doch jetzt die Bogendüne als die Normalform der selbständigen Düne[2]) und besitzen Beschreibungen ihrer Gestalt von fast allen Wüsten und Wüstensteppen der Erde. Sie entsteht unter dem Einfluß des starken Überwiegens einer einzelnen Windrichtung und kehrt dieser ihren konvexen Rand zu. Vor allem die Beschreibung MIDDENDORFFS[3]) von den Barchanen des Ferghanatales entspricht vorzüglich den märkischen Formen. Er unterscheidet dort drei Grundformen:

1. Hügel mit zwei seitlichen Zungenfortsätzen, die in der Richtung, nach der der Wind weht, etwa einen rechten Winkel mit einander bilden,

2. derartige Hügel mit einer kürzeren, schroff abfallenden Mittelzunge, die etwa die Mittelrichtung zwischen den beiden anderen einhält und

3. Hügel mit sehr ungleich langen Zungen, die einen spitzen Winkel (etwa 70°) zwischen sich fassen.

Alle drei Arten finden sich in der Schorfheide wieder. Nur weichen sie hier insofern von den asiatischen Formen ab, als die Zungen bogenförmig gekrümmt sind und in ihren letzten Ausläufern mehr oder weniger parallel laufen. Dieser Unterschied beruht wohl nur auf den größeren Abmessungen der märkischen Formen. Folgen wir nämlich MIDDENDORFFS Erklärung, daß der Wind durch den hohen Mittelteil der Düne in der Richtung der Zungen seitlich abgelenkt wird, so muß mit zunehmender Entfernung von der Dünenmitte der Einfluß dieser Ablenkung abnehmen und die ursprüngliche Windrichtung in ihr Recht treten,

---

[1]) Vergl. hierzu die neue Ausgabe der betr. Meßtischblätter oder Blatt I und II der Karte von Berlin und Umgebung 1 : 50 000 (Generalstab) die eine ungemein sorgfältige Terrainzeichnung besitzen.

[2]) WALTHER, Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900 S. 125.

[3]) Einblicke in das Ferghanatal. Mém. Acad. St. Pétersbourg (7) 29. 1881. S. 34 ff.

sodaß die Zungen sich in bogenförmigem Verlauf mehr und mehr dieser letzteren nähern müssen.

Als vierten Typus könnte man die Bogendünenketten von Spreenhagen abtrennen, auch sie finden in den klassischen Ländern des Barchans ihr Gegenstück. Aus der Wüste Kysylkum hebt WALTHER[1]) hervor, daß die Bogendünen selten einzeln auftreten, sondern sich zu Zwillingsbarchanen und zu ganzen Ketten von Halbmonden zusammenschließen.

Im Gegensatz dazu liegen die Bogenkämme der Dünen NW von Baruth nicht neben, sondern hinter einander in ostwestlicher Richtung. Dasselbe ist nördlich von Biesenthal der Fall. Sie gleichen in dieser Anordnung den Fuldjes der Wüste Nefud, die WALTHER[2]) nach Lady Blunt abbildet. Der Vergleich mit den heutigen Wüstenbarchanen würde ein vollständiger sein, wenn der konvexe Rand die für die Luvseite der Dünen charakteristische flache Neigung und der konkave Rand dementsprechend die steile Leeseitenböschung zeigte. Das ist jedoch nicht der Fall. Vielfach sind die Böschungswinkel beider Seiten gleich, oft aber ist das Ostgehänge das steilere. Sein Böschungswinkel steigt nicht selten bis zu 15 und 17°, ja selbst über 20°, während sich auf den Westgehängen wechselnde Neigungen zwischen 7 und 15° fanden. So macht der Westabhang oft den Eindruck der Luvseite, und man ist versucht, die besprochenen Dünen jenen „konkaven Sicheldünen" zuzurechnen, die SOKOLOW[3]) als sehr häufig an der russischen Ostseeküste aufführt. Letztere sollen ihren konkaven Rand der herrschenden Windrichtung entgegensetzen, und SOKOLOW erklärt sie dadurch, daß die niederen Seitenteile durch die Vegetation mehr geschützt und deshalb langsamer bewegt wurden als das Mittelstück der Düne. Diese Erklärung ist nur angängig für sehr niedrige Sandhügel. Unmöglich ließe sie sich auf die Dünen von Biesenthal anwenden, die meist um 10, an einigen Stellen um mehr als 20 m die Umgebung überragen. Bei großen Dünen erklärt SOKOLOW daher auch die konkave Sichelgestalt anders. Solche Dünen sind nach ihm hervorgegangen durch Zerstörung alter Dünen, Aushöhlung einer Windmulde und Neuaufhäufung des ausgefegten Sandes hinter deren Rande in Form eines Halbkreises. Auch auf diesem Wege würde aber niemals das ausschließliche Vorkommen gleichgerichteter Bögen in einem größeren Gebiete verständlich werden, da jene konkaven Sicheldünen doch nur

---

[1]) a. a. O. S. 124.

[2]) Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung. Abhandl. math. phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. **16**. No. III. Leipzig 1891 S. 508.

[3]) Die Dünen etc., deutsch von Arzruni. Berlin 1894 S. 87 ff.

gleichsam parasitär auf der Grundlage anderer Dünengestalten entstehen würden. Dazu kommt, daß, wie JENTZSCH[1]) hervorhebt. SOKOLOW bisher der einzige Beobachter konkaver Sicheldünen ist, während sie in Deutschland nirgends gefunden worden sind. Ich glaube auch, daß sich die abnormen Böschungsverhältnisse einfacher und richtiger auf anderem Wege erklären lassen.

Da es sich überall um bewachsene Dünen handelt, die also bereits geraume Zeit der Windwirkung entzogen sind, so möchte ich zu einem Teile die Ursache in der Regenerosion suchen. Daß es sich überhaupt um kein primäres Dünenprofil mehr handelt, ergibt sich schon aus dem oft gleichen Böschungswinkel beider Seiten und daraus, daß dieser gewöhnlich unter 17°, d. h. nur die Hälfte der normalen Leeseitenböschung von 28—32° beträgt. Die normale Luvböschung beträgt nach SOKOLOW[2]) 5—12°, nach JENTZSCH[3]) 5—14°, doch gibt SABBAN[4]) von mecklenburgischen Dünen auch 12—20° an. Da die Flugsande der Mark nach den vorliegenden Analysen ungleichkörniger sind als die der Küste,[5]) so werden wir bei ihnen steilere Böschungen vermuten dürfen, da ungleiches Korn eine dichtere und darum festere Packung der einzelnen Elemente im Sande gestattet. So wäre dann der Winkel der Ostböschungen, so lange er über etwa 15° nicht hinausgeht, an sich ein normaler Luvböschungswinkel, und nur das Fehlen des Leeabsturzes ist zu erklären. Wenn man aber bedenkt, daß der Sand auf der Luvseite vom Winde festgepeitscht,[6]) auf der Leeseite nur locker aufgeschüttet ist, so kann es nicht Wunder nehmen, daß diese letztere rascher zerstört wurde und vielfach eine flachere Böschung annahm, ehe die Vegetation sie befestigen konnte. Zweifellos ist aber die Umkehrung der Böschungsverhältnisse vielfach auch auf eine spätere umgestaltende Einwirkung der mehr und mehr zur Herrschaft kommenden westlichen Winde zurückzuführen. So erklärt sich diese einzige Abweichung von den typischen Barchanen[7]) gleichfalls ungezwungen, und wir können nicht mehr zweifeln,

---

[1]) Ein Handbuch des deutschen Dünenbaues. Berlin 1900 S. 87.

[2]) a. a. O. S. 75.

[3]) a. a. O. S. 79.

[4]) Die Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs etc., Mitteil. Grh. Mecklenburg Geol. L.-A. No. VIII. Rostock 1897 S. 8.

[5]) WAHNSCHAFFE, Ursachen der Oberflächengestaltung etc. S. 249.

[6]) JORDAN nach WALTHER, Denudation in der Wüste, S. 505.

[7]) Die Vermutung SABBANs, daß sichelförmige Leeseiten durch Zusammenfließen mehrerer Dünen von verschiedener Richtung und Entstehung zu erklären seien, scheint mir wenig begründet, sicher aber auf den vorliegenden Fall unanwendbar, da durch solches Zusammenfließen vielleicht winkelförmige, niemals aber so große bogenförmige Gebilde entstehen könnten, wie z. B. die Wildscheunenberge dicht nördlich von Gr. Schönebeck auf f. 1.

daß wir es bei der besprochenen Dünenform mit einer Gestalt zu tun haben, die unter der Wirkung stark überwiegender, ja geradezu herrschender Ostwinde entstanden ist. Daraus folgt zweierlei:

1. diese Dünen sind nicht rezent,
2. z. Zt. ihrer Bildung herrschten Ostwinde vor:

Während der zweite Satz durch die obigen Ausführungen hinreichend bewiesen sein dürfte, erfordert der erste noch nähere Begründung.

Nächst westlichen und südwestlichen Winden sind z. Z. Ostwinde bei uns allerdings am häufigsten, und folgt man GRUNER[1]) in der Vermutung, daß das Überwiegen der Westwinde durch deren Regenreichtum ausgeglichen wird, so erscheinen die Ostwinde als die geologisch wichtigsten. Um das zu entscheiden, habe ich für ein Jahr, das verhältnismäßig viel und starke Ostwinde aufwies, für das Jahr 1900, auf Grund der Potsdamer meteorologischen Beobachtungen genau nachgerechnet, welche Arbeit jede Windrichtung während des Regens, während des Trocknens nach Regen und endlich in trockener Zeit geleistet hat. Selbst wenn man nur die letztere berücksichtigt, so ist trotzdem der überwiegende Einfluß westlicher Winde unzweideutig, wie vorauszusehen war, da es doch nur verhältnismäßig wenige Regenstunden im Jahr gibt und die westlichen Winde nicht nur an Dauer, sondern auch an Stärke deutlich überwiegen. Immerhin ergab sich für das Jahr 1900, daß $^2/_3$ der gesamten Windarbeit im Laufe des Jahres sich gegenseitig aufhoben und nur das eine übrig bleibende Drittel als SW—NO gerichtete Arbeit zur Geltung kam. Unter solchen Verhältnissen kann man von einer herrschenden Windrichtung etwa in dem Sinne, wie es solche in den großen Barchangebieten Asiens gibt, überhaupt nicht reden. Unter unseren heutigen Windverhältnissen können sicherlich selbst Barchane mit südwestwärts gerichteter Konvexseite in der Mark nur untergeordnet entstehen, weil die Tätigkeit anderer Winde zu störend eingreifen würde. Dem entsprechen auch die Beobachtungen, die man in Gebieten nackten Flugsandes in der Mark heute noch machen kann, und unter denen ich vor allem die Gegend an der Einmündung der Elbe in das Berliner Tal nenne. Nirgends großzügige Dünenformen! Überall kleine und kleinste Gebilde, auf deren Ausdrückbarkeit durch Schichtlinien die Meßtischblätter meist verzichtet haben. So ergibt sich denn aus den besprochenen Dünen, daß nach dem Abschmelzen des Inlandeises eine Zeit mit stark überwiegenden Ostwinden eingetreten sein muß. Die

---

[1]) Erläutr. zu Blatt Wilsnack S. 17.

gleiche Folgerung ist vor kurzem in ganz anderem Zusammenhange von VAHL[1]) aufgestellt worden, der die quartären Steppenbildungen Norddeutschlands auf das zeitweise Überwiegen von Ostwinden zurückführt. In seinem Aufsatz findet sich auch eine Übersicht über ähnliche, schon früher geäußerte Ansichten, worauf hier nur verwiesen sei. Nach dieser Auffassung erzeugte die große Inlandeisfläche über sich eine mehr oder weniger dauernde Antizyklone, von der die Winde nach allen Seiten abströmten. Daraus folgen für Norddeutschland NO- und O-Winde, die sich auf ihrem Wege erwärmen und dadurch trockner werden mußten. So wäre es eine natürliche Folge aus dem Vorhandensein eines ausgedehnten Inlandeises, daß vor dessen Rand ein von trockenen und regelmäßigen Ostwinden beherrschtes Gebiet sich gebildet hätte, und andererseits wäre das Vorherrschen der Ostwinde an die Abschmelzperiode im weiteren Sinne gebunden. In Schweden fehlen Zeichen einer Steppenperiode, und VAHL schließt daraus wohl mit Recht, daß die Eismasse, als Schweden eisfrei zu werden begann, schon zu gering war, um den planetarischen Westwinden der kaltgemäßigten Zone gegenüber ihren Einfluß auf die Windrichtung zur Geltung zu bringen. So würde das Ende der Ostwindperiode spätestens in den Zeitpunkt zu verlegen sein, als auch auf skandinavischem Boden das Abschmelzen des Eises begann, für südlichere Gebiete mußte es im übrigen früher liegen als für die nördlichen.

Auf jeden Fall folgt aus dieser Deutung, daß alle Dünen, die — bei Ausschluß modifizierender Talverhältnisse — die oben beschriebene Dünenform zeigen, unmittelbar nach dem Zurückweichen des Eises aus dem norddeutschen Flachlande gebildet sein müssen.

Es mag zunächst befremden, daß die späteren abweichenden meteorologischen Verhältnisse nicht die alten Formen zerstört haben sollten; aber mir scheint eben die tatsächliche Gestalt jener Dünen der beste Beweis dafür, daß es vielfach nicht geschehen ist. Außerdem haben auch schon frühere Forscher sich genötigt gesehen, gewissen Dünenzügen in der Mark ein so hohes Alter ihrer heutigen Umrisse zuzuschreiben. Wenn z. B. LAUFER,[2])

---

[1]) De quartäre Stepper i Mellemeuropa. Geogr. Tidskr. **16**. 1901/02 S. 173 ff. Vergl. auch HARMER, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1901. **57**. S. 407. Auch das Auftreten des Lößes an den westlichen Talflanken in Thüringen (ZIMMERMANN, Einiges zur Lößfrage. Hof 1896) spricht für den Transport durch östliche Winde, wenn wir annehmen, daß der Löß nicht im „Windschatten" abgelagert ist, sondern auf dem vom Winde getroffenen Gehänge, wie schon EHRENBERG (Monatsber. d. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1827 S. 17) das für den Sand in den nordafrikanischen Wüsten hervorhebt.

[2]) Erläutr. zu Bl. Kgs.-Wusterhausen S. 13.

wie oben erwähnt, die Dünen von Schmöckwitz für einen Beweis eines dortigen alten Oderlaufes hielt, so nahm er damit an, daß sie seit dem Versiegen jenes Laufes, also etwa seit der Bildung des Eberswalder Tales, ihre Lage nicht merklich verändert hätten. Ebenso sagt WAHNSCHAFFE[1]) von dem Dünenzuge östlich des Dorfes Schöneiche südlich von Mittenwalde (Kr. Teltow): „Die Bildung desselben geschah zu der Zeit, wo das von O nach W über Schöneiche sich erstreckende Tal versandete," d. h. also während der Abschmelzperiode Auch dieser Dünenzug würde demnach seit jener Zeit seine Lage nicht verändert haben. Im übrigen sind auch an den beschriebenen Bogendünen die späteren Jahrhunderte nicht spurlos vorübergegangen. Es wurde schon oben erwähnt, daß die Böschungen heutzutage keineswegs den normalen Verhältnissen der Barchane entsprechen. Wurde dort auf die zerstörende Wirkung der Regen hingewiesen, so mag es dahingestellt bleiben, ob nicht die später immer mehr zur Geltung kommenden Westwinde in noch höherem Maße das Dünenprofil umgearbeitet haben, wenn ihnen auch die Umgestaltung des Grundrisses nicht gelang. Diese Fragen werden sich im einzelnen mit Sicherheit nur beantworten lassen, wo entsprechend tiefe Einschnitte das Innere derartiger Bogendünen offen legen. Solche Stellen habe ich bisher nicht finden können.[2])

Bisher war nur von den Bogenformen unter den märkischen Dünen die Rede, aber schon gelegentlich der BERENDTschen Beschreibung von den Dünen der Schorfheide wurde erwähnt, daß in den Bogendünengebieten auch ostwestlich gestreckte Kämme eine große Rolle spielen. Oft wird die O—W-Richtung nicht strenge eingehalten, sondern es herrscht ONO—WSW vor, jene Richtung, die wir eingangs bereits kennen lernten als die Richtung einer großen Anzahl märkischer Dünenzüge. So liegt der Gedanke nahe, auch an anderen Stellen der Mark so gerichtete Dünenkämme als Wälle aufzufassen, die nicht senkrecht gegen eine herrschende südliche bis südsüdwestliche Windrichtung aufgetürmt wären, ähnlich etwa wie eine Wasserwelle, sondern von östlichen und ostsüdöstlichen Winden mehr wie eine Sandbank in der Stromrichtung; es würden also im Prinzip Zungenhügel sein, wenn man den Dünenbegriff im engeren Sinne auf Gebilde mit Luv- und Leeseite beschränken wollte. Praktisch wird dieser Unterschied freilich undurchführbar sein, und so mögen denn alle jene Flugsandkämme weiter als Dünen zusammengefaßt werden.

---

[1]) Erläutr. zu Bl. Mittenwalde S. 16.

[2]) Nur bei den Swatzke-Bergen W von Spreenhagen gelang es mir, an einer Dünenkuppe eine unter 10° gegen Osten einfallende und eine andere unter 18° gegen Westen geneigte Schichtung nachzuweisen, wie sie aus der ursprünglichen Luvnatur der Ostseite folgen.

An der Hand der geognostischen Übersichtskarte der Umgegend von Berlin (1 : 100 000) seien noch einige Bemerkungen über diese geraden Dünen gestattet. Auf die Übereinstimmung ihrer Richtung mit der Haupttalrichtung wurde bereits hingewiesen. Daß man aber von Fall zu Fall prüfen muß, ehe man aus dieser Übereinstimmung einen vielfach gewiß vorhandenen ursächlichen Zusammenhang folgert, dafür sind die Dünen des Glien — jener südlich von Kremmen gelegenen Diluvialinsel — ein sprechendes Beispiel.

Nähern wir uns Kremmen von Norden her über den Kremmener Damm, so treffen wir mitten im Luch eine O—W streichende Düne, „den langen Horst". Häufiger kehrt diese Richtung im Kremmener Forst wieder, wo solche Züge bis nördlich Quaden-Germendorf hinstreichen. O—W ist auch die Richtung des Talrandes, der gleich südlich von Kremmen sich deutlich abhebt. Wenn wir dann südlich von Quaden-Germendorf bei Legebruch einen Flugsandstreifen N—S parallel dem Haveltalrande streichen sehen, so scheint nichts klarer, als daß hier untere Stufendünen vorliegen, die sich dem Talgehänge anschmiegen. Aber gehen wir von Kremmen nach Linum zu, dann treffen wir bei Dorotheenhof den Ausläufer der Kremmener Sandberge, eines Dünenrückens, der gleichfalls O—W streicht und gegen W ein Stück weit ins Luch hineinsetzt. Seine Streichrichtung schneidet den Talrand unter etwa 30°, ist aber genau parallel dem Langen Horst. Diese Düne besitzt sicher ein erhebliches Alter, da ihr Ost-Ende bis 1 m unter die heutige Mooroberfläche hinabreicht, trotzdem es so geringe Höhe besitzt, daß seine Eigenschwere es unmöglich so tief hinabgedrückt haben kann. Gehen wir nun über Flatow nach Tietzow weiter, so treffen wir zwischen diesen beiden Orten einen neuen Dünenzug, die Sand- und Feuerberge. Auch er ist den Kremmener Sandbergen und dem Langen Horste annähernd parallel, aber auch von dem Plateaurande bei Tietzow weicht seine Richtung wenig ab, ja östlich Tietzow schließen sich zweifellos kleine Stufendünen jenem Plateaurande an. So werden wir wieder geneigt, die Flatower und Kremmener Sandberge und den Langen Horst gleichfalls für Stufendünen zu halten, aber wenden wir uns gegen Osten, so wird der wahre Zusammenhang ersichtlich. Die Feuer- und Sandberge bei Flatow sind die Ausläufer jenes großen Dünenfeldes, das den Falkenhagener Forst trägt und in dem die typischen, gegen Ost konvexen Bogenkämme wieder zahlreich auftreten.[1]) Jene Dünenzüge sind also nur gleichsam „ausgewischte"

[1]) Auf der geognostischen Übersichtskarte sind diese Kämme nicht erkennbar, sehr deutlich aber auf der neuen Ausgabe der Meßtischblätter und auf Blatt I der Karte von Berlin und Umgebung 1 : 50 000.

Bogendünen, und wenn es noch eines Beweises bedürfte, daß sie unabhängig von der Richtung des Talrandes sind, so liefern diesen die Börnicker Heide zwischen Tietzow und Börnicke und die Petersberge westlich von Grünefeld, die fast senkrecht zum Talrande WNW—OSO streichen. Überblicken wir die Verhältnisse dieses Gebietes noch einmal, so zeigen uns die Beobachtungen bei Quaden-Germendorf, daß einige unter den O—W-Dünen höchst wahrscheinlich echte Stufendünen sind, die große Mehrzahl aber sind „ausgewischte Bogendünen“ aus der Steppenperiode der herschenden Ostwinde. So erscheint diese letztere in ihrem meteorologischen Bedingungen allgemein maßgebender für die großen Züge in der Gestaltung der märkischen Dünen als das verhältnismäßig geringe Überwiegen der W- und SW-Winde in der heutigen Zeit. Mögen unsere jetzigen Winde auch vielfach an den alten Flugsandanhäufungen umgestaltend gewirkt haben, so sind sie im Großen und Ganzen doch nicht im Stande gewesen, die früher geschaffenen Grundlinien ihres Aufbaus zu zerstören.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 5. **1905.**

5. Protokoll der Mai-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 3. Mai 1905.

Vorsitzender: Herr SCHMEISSER.

Das Protokoll der April-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende widmete dem verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft Herrn Professor Dr. EMIL COHEN-Greifswald warme Worte des Andenkens.

Die Anwesenden erhoben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Bergassessor FERDINAND SCHÜNEMANN, Groß-Lichterfelde, vorgeschlagen durch die Herren DATHE, KÜHN und LEPPLA;

Die „Westfälische Berggewerkschaftskasse" in Bochum, vorgeschlagen durch die Herren SCHMEISSER, JOH. BÖHM und JENTZSCH;

Herr Dr. GRAVELIUS, Professor an der technischen Hochschule, Dresden,
vorgeschlagen durch die Herren STEUER, WAHNSCHAFFE und GAGEL;

Herr stud. rer. nat. HERMANN MEYER, Freiburg i. Br., vorgeschlagen durch die Herren WAHNSCHAFFE, GAGEL und C. SCHMIDT.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

ARBENZ, P.: Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz). S.-A. a. Beiträgen z. geol. Karte der Schweiz. N. F. **18**. 1905. 82 S. 2 Taf.

FRIEDRICH, P.: Die Grundmoräne und die jungglacialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. S.-A. a. Mitteil. d. Geograph. Ges. u. d. Naturhist. Mus. Lübeck. **20**. 1905. 62 S. 6 Taf.

WAGNER, P.: ALPHONS STÜBEL. S.-A. a. Sitz.-Ber. naturw. Ges. Isis. Dresden. 1904. S. V—XIV. Mit 1 Portrait.
—: ALPHONS STÜBEL und seine Bedeutung für die geographischen Forschungsmethoden. S.-A. a. Geogr. Zeitschr. **11**. 1905. S. 129—134. Mit 1 Taf.

Herr **JAEKEL** sprach über einen **neuen Crinoidentypus aus dem böhmischen Silur.**

Herr **JAEKEL** sprach über die **Bedeutung der Wirbelstacheln der Naosauriden.** (Hierzu 2 Textfig.)

Die eigenartige Ausbildung, die die Dornfortsätze der Rückenwirbel bei den Naosauriden erfahren hat, macht diesen Formenkreis der Reptilien zu einem der sonderbarsten Typen der landbewohnenden Wirbeltiere. Sie sind bekanntlich verbreitet von den Grenzschichten des Karbons und Perms (Gaskohle von Nürschan) in den Permgebieten Nordamerikas und Europas und neuerdings von F. v. HUENE auch in der deutschen Trias nachgewiesen [1]). Bei dem letztgenannten Autor findet sich a. a. O. auch die Literatur über diese Typen zusammengestellt. Hervorheben möchte ich aus dieser die neueren Untersuchungen von CASE, dem es auf Grund permischer Funde in Texas gelang, das Gesamtbild einiger dieser eigenartigen Reptiltypen zu rekonstruieren. Es ist mir aber nicht bekannt, daß hier oder von anderer Seite über die biologische Bedeutung ihrer außerordentlich auffallenden Wirbeldornen Betrachtungen angestellt worden wären und zu einer wahrscheinlichen Auffassung geführt hätten. Bei der extremen Spezialisierung dieses Typus ist es aber sicherlich wünschenswert, zum Verständnis seiner Organisation den physiologischen Zweck seiner Wirbelstacheln klarzustellen.

Eine Bedeutung für die inneren Funktionen des Organismus können die riesigen Stachelbildungen des Rückens naturgemäß nicht gehabt haben; sie sind im Gegenteil für den Organismus hinderlich gewesen, indem sie ihn nicht nur außerhalb seiner Schwerpunktsaxe sehr belasteten, sondern ihn offenbar auch in seiner Beweglichkeit stark behinderten.

Nun gibt es freilich Fälle, in denen sich ein Organ scheinbar ohne Rücksicht auf die übrigen Teile und jedenfalls auf Kosten der physiologischen Gesamtleistung seines Trägers zu riesiger Größe entwickelt hat, aber immerhin müssen sich solche dem Organismus so weit angepaßt haben, daß sie denselben in seinen wesentlichsten Funktionen nicht beeinträchtigten. Zu diesen gehörte nun bei den Pelycosauriern offenbar ein gewisser Grad freier Beweglichkeit. Eine solche wäre aber vollkommen

---

[1]) F. v. HUENE: Pelycosaurier im deutschen Muschelkalk. (Neues Jahrb. f. Mineral. etc. Beil.-Bd. **20**. 1905. S. 321.

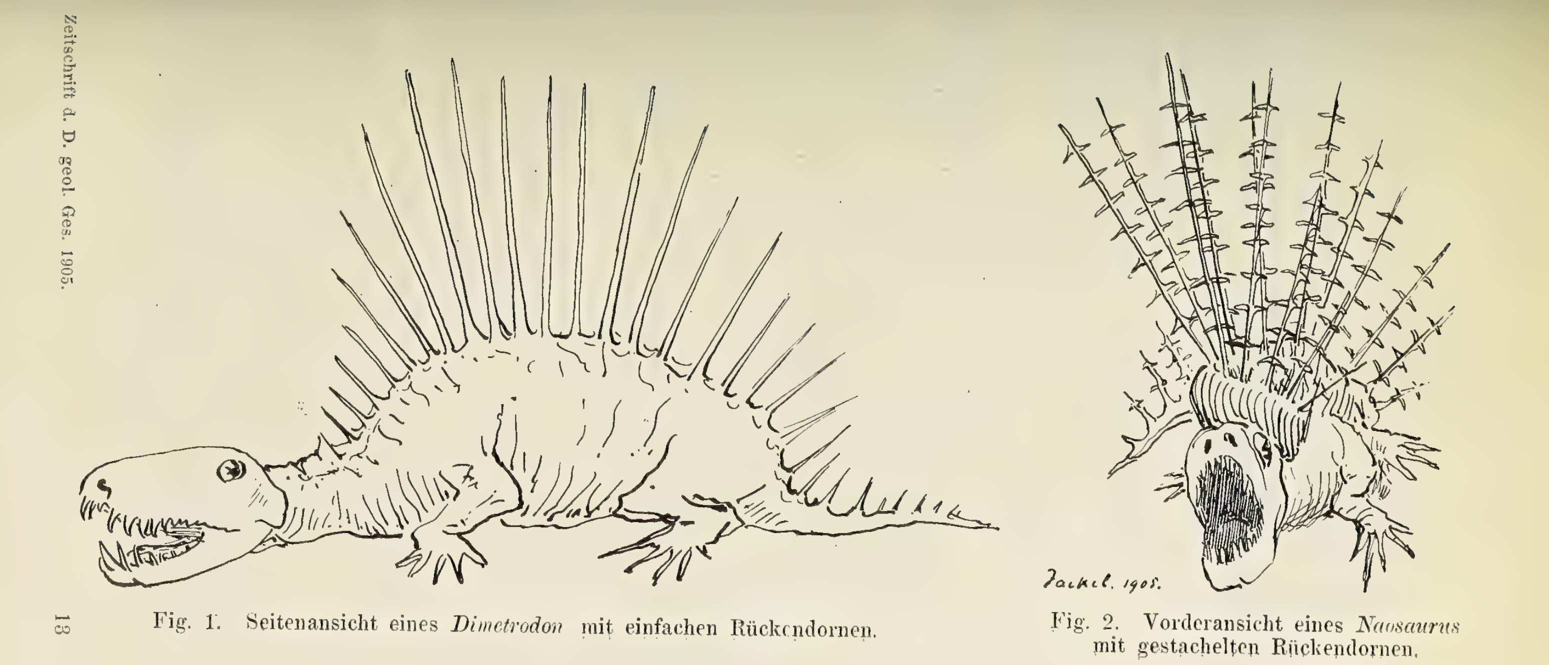


Fig. 1. Seitenansicht eines *Dimetrodon* mit einfachen Rückendornen.

Fig. 2. Vorderansicht eines *Naosaurus* mit gestachelten Rückendornen.

aufgehoben worden, wenn die riesigen Rückenstacheln in ihrer ganzen Längsaxe mit einander verbunden gewesen wären, wie das eine im Natural History Museum in New York hergestellte Rekonstruktion zeigt. Dann wäre dem Tier eine Biegung in der Symmetrieebene so gut wie unmöglich gemacht worden. Um sich also überhaupt einem derartigen eidechsenartigen Reptiltypus einzufügen, mußten die Stacheln gegen einander divergieren können.

Diese Annahme wird auch unmittelbar bestätigt durch den Umstand, daß sich an Pelycosaurier-Wirbeln außer der üblichen gegenseitigen Zapfenverbindung auch noch eine mediane Zygosphenverbindung gezeigt hat, die einen besonderen Grad von Beweglichkeit der Wirbel in ihrer Längsaxe dokumentiert.

Wenn wir ihnen aber diese Notwendigkeit einer axialen Gelenkigkeit zugeben und uns vorstellen, wie ein solches Tier mit divergierenden Rückenstacheln ausgesehen haben mag, so drängt sich uns wohl von selbst eine Annahme auf, die der ganzen Stachelbildung sofort eine physiologische Bedeutung zuweisen und sie damit wohl auch erklären dürfte. Ein solches Tier würde etwa so stachlig wie ein Stachelschwein aussehen, sobald es seinen Körper mehrfach in seiner Längsaxe bog. Die Rückendornen würden damit zu einem äußerst wirksamen Verteidigungsmittel gegenüber der Außenwelt d. h. anderen Konkurrenten und Feinden geworden sein, und diese externe physiologische Bedeutung würde wohl auch erklären, daß die Pelycosaurier mit ihrer starken Spezialisierung so lange aushielten und diese selbst in verschiedenen Richtungen besonders durch Bildung der Seitendornen weiter ausgestalteten. Ich habe versucht, in wenig Strichen eine Seitenansicht und eine Verteidigungsstellung eines zusammengekauerten Naosauriden zu entwerfen. Man wird im Vergleich nicht fehl gehen, wenn man sich die Vorstellung eines Verhaues bildet, wie es durch Zusammenschlagen von spitzen Pfählen in den Erdboden als Verteidigungsmittel gegen Kavallerieangriffe benutzt wurde.

Herr Arnold Heim bemerkte etwa folgendes:

Die Rückenstacheln des *Naosaurus* und *Dimetrodon* konnten wohl nur passiv zur Verteidigung dienen. Dafür spricht außer den dünnen, zu einem Angriff unfähigen Stacheln das Fehlen von Korrelationserscheinungen im Kopf- und Extremitätenbau, die zu erwarten wären, wenn die Rückenstacheln auch zum Angriff gedient hätten.

Der Kopf ist von Stacheln frei und ungeschützt. Durch ein seitliches spiraliges Einrollen mit nur wenig mehr als einer

Windung gelangt der ungeschützte Kopf in die Mitte, und die Stacheln strahlen allseitig wie Speere zum Schutze nach außen.

Es wäre wohl denkbar, daß sich einzelne Arten oder Verwandte von *Dimetrodon* oder *Naosaurus* zu einem bestimmten, einseitigen Einrollen spezialisiert hätten. Sollten einmal Formen gefunden werden, bei denen die Seitenstacheln der Dornfortsätze nach der Medianebene nicht ganz symmetrisch wären, so würde damit auch der Hinweis gegeben sein, daß sich *Dimetrodon* und *Naosaurus* seitlich zum Schutze eingerollt haben.

An der Diskussion über diesen Vortrag beteiligten sich außerdem die Herren Janensch, Jaekel, Philippi, Herrmann, Zimmermann und Oppenheim.

Herr **E. Dathe** sprach **über die Entdeckung des Centnerbrunnens bei Neurode als Mineralquelle durch Prof. Dr. Frech in Breslau.**

In der Schlesischen Zeitung vom Sonntag, den 23. April ist von Herrn Prof. Dr. Frech ein längerer Aufsatz: „Über die schlesischen Mineralquellen" veröffentlicht worden. Der Artikel soll die Einleitung zu einer Reihe von Studien über die schlesischen Bäder in genannter Zeitung bilden. Diese ist ein ausgezeichnet redigiertes und durchaus ernst zu nehmendes Blatt, das seit Jahren in seiner Sonntagsnummer oft interessante und wissenschaftlich vollständig auf der Höhe stehende und einwandfreie Aufsätze aus dem Gebiete der Mineralogie, Geographie und Geologie aus den Federn der Professoren Dr. C. Hintze, Dr. J. Partsch und Dr. G. Gürich gebracht hat. So einwandfrei sind die Artikel, die in den letzten Jahren auch von Herrn Prof. Dr. Frech darin erschienen sind, meist nicht; auch der vorher erwähnte gibt zu erheblichen Einwänden Anlaß. Diese vielen Unrichtigkeiten will ich hier nur insoweit berücksichtigen, als sie mit meinen Publikationen, namentlich mit den im vorigen Jahre erschienenen geologischen Spezialkarten der nördlichen Grafschaft (Neurode, Langenbielau, Rudolfswaldau und Wünschelburg), in Beziehung stehen.

In dem Aufsatz der Schlesischen Zeitung, dem eine große Kartenskizze mit wirklichen und angeblichen Quellenspalten und Verwerfungslinien beigegeben ist, behandelt Herr Professor Dr. Frech u. a. die bekannte Tatsache, daß das Vorkommen von Mineralquellen von Gebirgsstörungen abhängig ist und sie auf Verwerfungen zu Tage treten, und ferner, daß die schlesischen Mineralquellen fast ausnahmslos in der Nähe von Eruptivgesteinen entspringen sollen. Bei Besprechung dieser Verhältnisse werden die altbekannten Mineralquellen von Salzbrunn, Landeck, Reinerz,

Cudowa, Gellenau, Hartau, Altheide, Langenau, Warmbrunn und Hermsdorf bei Goldberg erwähnt. Während man in dem langen Aufsatze selbst nur die bloße Nennung der heilkräftigen Mineralquellen von Flinsberg und Schwarzenbach, sowie die der Mineralquellen von Alt-Reichenau vermißt, erhalten wir zu unserer Verwunderung von einer neuen schlesischen Mineralquelle, nämlich von dem Centnerbrunnen bei Neurode, Kenntnis.

Herr Prof. Dr. Frech schreibt darüber: „Ein Blick auf die Karte zeigt, daß Mineralquellen dort in größerer Zahl auftreten, wo Gebirgsstörungen die Erdrinde durchsetzen, vor allem treten an Durchkreuzungsstellungen von Bruchspalten zahlreiche Quellen zutage. Das bekannte kohlensaure Wasser von Centnerbrunn bei Neurode erscheint auf der westlichen Verwerfung des Einbruchs, der die Gegend von Volpersdorf und Rothwaltersdorf durchsetzt.“

„Das Vorhandensein der Gebirgsstörungen (Brüche), sowie die Nähe der Eruptivlaven (Porphyr, Basalt) und der im Erdinnern erstarrten Gesteine, wie Granit und Gabbro, bedingt das Empordringen radioaktiver Substanzen. Die schlesischen Quellen entspringen nun fast ausnahmslos in der Nähe granitischer Gesteine, so Reinerz, Cudowa, Gellenau und Warmbrunn, oder sind porphyrischen (Salzbrunn, Centnerbrunn) oder endlich granitischen und basaltischen Gesteinen genähert. (Landeck).“

Der Centnerbrunn bei Neurode soll nach diesen Darlegungen des Herrn Prof. Dr. Frech erstlich „auf der westlichen Verwerfung des Einbruchs, der die Gegend von Volpersdorf und Rothwaltersdorf durchsetzt, erscheinen.“

Dies ist durchaus nicht richtig. Die von mir zuerst am sog. Italienischen Einschnitt der Eisenbahnlinie Glatz-Dittersbach bei Kunzendorf nachgewiesene große Haupt-Verwerfung, die ich längs der Ostseite des Gabbrozuges und darüber hinaus nach NW und SO auf eine Länge von über 20 km verfolgt habe, steht mit der Quelle des Centnerbrunnens nicht im Zusammenhange. Diese entspringt als Schichtquelle dem ungestörten Gebiete der Unter-Cuseler Schichten in der Zone der rotbraunen Konglomerate und Sandsteine (ru 1 ε), wie ein Blick auf Blatt Rudolfswaldau der geologischen Spezialkarte von Preußen lehrt. Die Schichten streichen NW-SO und fallen mit 10—15° gegen SW ein. Der Brunnen liegt im NO-SW verlaufenden Tälchen bei der Haltestelle Centnerbrunn, unmittelbar östlich der Eisenbahnlinie. Die Hauptverwerfung, auf der die Quelle entspringen soll, setzt aber in gerader Linie 1,2 km weiter westlich im Waldiztale in Kunzendorf auf und wird dort und zwar etwas weiter nach NW bald durch eine Querwerfung um 300 m nach W verschoben.

Wäre ein Zusammenhang des Centnerbrunnens mit dieser großen Hauptverwerfung vorhanden, so hätte ich diese Beziehungen in den Erläuterungen zum Blatte Rudolfswaldau gewiß nicht verschwiegen.

Daß der Centnerbrunnen radioaktive Substanzen enthalte, wird zwar von Herrn Professor Dr. FRECH nicht direkt gesagt — er behauptet aber, daß porphyrische Gesteine ihm genähert seien. Daraus soll oder kann der Leser annehmen oder schließen, daß solche wirksamen Substanzen darin vorhanden wären. — Nun, diese „Eruptivlaven" des Porphyrs, die diese radioaktiven Substanzen für den Centnerbrunnen erzeugen sollen oder könnten, die muß man immerhin in recht großer Entfernung von ihm suchen.

Wie die geologische Karte, Blatt Rudolfswaldau unzweifelhaft lehrt, sind die beiden Vorkommen von Porphyrtuff in Kunzendorf 1,2 und 1,3 km in westlicher Richtung vom Centnerbrunn entfernt; und das dritte Vorkommen von Porphyrtuff am Spitzberge bei Königswalde trifft man erst in einer Entfernung von 5,5 km. Porphyrtuffe sind aber keine „Eruptivlaven"; sie sind hier deckenförmig auf der Grenze zwischen Unteren und Oberen Cuseler Schichten eingeschaltet. Den wirklichen Porphyr als „Eruptivlava" findet man erst auf der Meierkoppe bei Krainsdorf (Blatt Wünschelburg) in einer Entfernung von 5,5 km westlich des Centnerbrunnens in der Eruptivstufe der Lebacher Schichten.

Nicht nur die große Entfernung dieser Gesteine vom Centnerbrunnen, sondern auch ihr Auftreten viele hundert Meter im Hangenden der Gesteinszone, der die Quelle entspringt, lassen es ausgeschlossen erscheinen, daß diese Porphyrtuffe und Porphyre in der kühn vermuteten Weise ihm radioaktive Substanzen liefern könnten. Wenn der Centnerbrunnen diese merkwürdigen Substanzen führen würde, so müßten auch alle übrigen Süßwasserbrunnen im Bereiche der erwähnten Eruptivmassen mit diesen Eigenschaften behaftet sein. Es ist demnach zweitens nicht richtig, daß die porphyrischen Gesteine der Gegend von Neurode dem Centnerbrunnen genähert[1]) erscheinen.

Und nun zum dritten und größten Irrtume des Herrn Professor Dr. FRECH, nämlich dem Kohlensäuregehalt des

[1]) Auch für die Salzbrunner Mineralquellen trifft die Nähe der Porphyre nicht zu; denn der Hochwaldporphyr ist 3 km davon gelegen. Nach seinem Lagerungsverhältnisse sind Beziehungen zu diesen Quellen nicht zu erkennen, wie ich bereits 1892 in meiner „Geologischen Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn" ausführlich nachgewiesen habe.

Centnerbrunnens. Bei meinen geologischen Aufnahmen habe ich Gelegenheit gehabt, den Brunnen genau zu besichtigen. Von einem Gehalt und einer Entwicklung von Kohlensäure, die den Brunnen zu einer Mineralquelle stempeln würden, ist mir bis zum vorigen Herbst nichts bekannt geworden. Auch sozusagen übernacht, also im Laufe dieses Winters hat sich die Kohlensäure im Brunnen nicht eingestellt, denn, wie mir Herr Medizinalrat Dr. Otto, Kreisarzt in Neurode, schreibt, ist ihm davon keine Kunde geworden. Der Brunnen liefert nur ein vortrefflich reines Quellwasser, das im vorigen Jahrhundert zur Anlage einer Kaltwasserheilanstalt Veranlassung gab, weshalb man in der Gegend noch oft die Bezeichnung Bad Centnerbrunnen hört. Jetzt wird der Brunnen durch Einführung von Kohlensäure, die man vermutlich aus Magnesit von Frankenstein bereitet, zur Herstellung eines trefflichen Tafelwassers benutzt, das man weithin, selbst bis Breslau verschickt. Die üblichen Reklameschilder, die man überall in öffentlichen Lokalen ausgehängt findet, wo das künstliche kohlensaure Wasser von Centnerbrunn verschänkt wird, mögen Herrn Prof. Dr. Frech wohl als wissenschaftliche Unterlage gedient haben, auf Grund deren er Schlesien mit einer neuen Mineralquelle beglücken wollte.

Wenn ich auch auf andere Unrichtigkeiten des Frechschen Artikels über die schlesischen Mineralquellen hier und vorläufig nicht eingehen will, so muß ich doch anhangsweise noch einige Worte über die Mineralquellen des Bades Landeck und seine Quellenspalten anfügen, weil die Angaben über letztere gleichfalls nicht richtig sind und ich über die Herkunft der Landecker Mineralquellen im Jahre 1898 eingehende Studien gemacht habe. Es handelte sich dabei nach einem Antrage des Oberbergamtes Breslau, den Johannisberger Eisensteinbergbau bei Seitenberg, der im alten Quellen-Schutzbezirk eingeschlossen war, freizugeben und nach der Herkunft der Mineralquellen womöglich einen kleinern Schutzbezirk festzulegen. Durch ganz spezielle Kartierung des Gebietes, das dem Flächenraum eines Meßtischblattes gleichkommt, wurden die Quellenspalten festgelegt. Nach Professor Dr. Frech sollen, und wie außerdem seine Kartenskizze zeigt, die Landecker Mineralquellen auf einer Nordsüdspalte und Nordost-Südwestspalte empordringen.

Meine Untersuchungen haben ergeben, daß nicht eine nordsüdliche Spalte, sondern NW—SO-Spalten, auf denen z. T. syenitische Ganggesteine[1], nämlich Vogesite, aufsetzen, sowie NO—SW-Spalten,

[1]) Man vergleiche meine Mitteilungen: Über die Eruptivgesteine aus der Umgebung von Landeck in Schlesien. Jahrb. d. k. preuß. geol. L.-A. für 1898 S. CXXVI—CXXXI.

auf denen orthoklastische, glimmerreiche Ganggesteine (Minetten) emporgedrungen sind, für die Landecker Mineralquellen in Betracht kommen. Eine eingehende Darstellung der geologischen Vorhannisse der Landecker Mineralquellen auf Grund einer fünfmonatlichen Aufnahme der Gegend unter Beigabe einer Karte wird von mir in wenigen Wochen erscheinen, weshalb ich auf eine ausführliche Widerlegung verzichten kann.

Die Mineralquellen des Bades Landeck treten am rechten Ufer der Biela im Tale des Kratzbaches und bis zum Tälchen des Waldtempels zu Tage; sie sind in 6 Brunnen gefaßt worden. Es sind folgende: 1. die Georgenquelle, 2. die Friedrichsquelle, 3. die Marienquelle, 4. die Wiesenquelle, 5. die Mariannenquelle und 6. die Mühlquelle.

Die Verteilung dieser Quellen ist derartig, daß sie sich auf 3 Linien beziehen läßt. In der Richtung NW-SO (N 50° W) sind einerseits die Georgenquelle und die Mühlquelle auf einer solchen Linie, andererseits die Friedrichsquelle, die Marienquelle und die Wiesenquelle auf einer mit derselben parallel laufenden Linie verteilt. Die Wiesenquelle, die Marienquelle und die Mühlquelle liegen wiederum auf einer Linie, die die Richtung NNO-SSW (N 35° O) besitzt. Mit der Richtung der Quellenspalten stimmen im allgemeinen auch die Zuflüsse in den gefaßten Mineralbrunnen überein, sie lassen sich nach den von mir angestellten Beobachtungen und Messungen auf folgende Linien beziehen, nämlich 1. in der Georgenquelle: N 10° W und N 5° W; 2. in der Friedrichsquelle: N 20° W und N—S; 3. in der Marienquelle: N 50° W und N 20° O; 4. in der Wiesenquelle: N 20° W und N 10° O; 5. in der Mariannenquelle: N—S und N 10° O; 6. in der Mühlquelle: N 40° O.

Außer den genannten, in Brunnen gefaßten Mineralquellen ist noch an einigen anderen Stellen der Austritt von Mineralwasser beobachtet worden, das sich ebenfalls durch den Gehalt an freiem Schwefelwasserstoff auszeichnet. Beim Graben eines Kellers ist im Brunnenhofe in früheren Jahren Mineralwasser angetroffen worden, auch enthält der Brunnen für Gebrauchswasser dort Schwefelwasserstoff. Ebenso scheinen, nach der beständigen Gasentwicklung zu urteilen, im Bischofsteiche des Waldtempeltales Mineralquellen zu liegen. Gleichfalls wurde Mineralwasser bei dem Bau der Kaltwasserheilanstalt in Niedertalheim erschlossen, wie auch in einem Brunnen des drittletzten Gutes in Niedertalheim (auf dem rechten Bielaufer) warmes, schwefelwasserstoffhaltiges Wasser entquellen soll. Während alle vorher genannten Mineralquellen im Gebiete des Gneises liegen, gehört der zuletzt aufgeführte Punkt zum Glimmerschiefergebiete.

Herr **PHILIPPI** legte ein **recentes Feuersteingeröll** vom Strande der Halbinsel Jasmund auf **Rügen** vor, welches an einzelnen Stellen eigenartige Verletzungen zeigt und dadurch an Eolithen erinnert. Er schlägt vor, derartige Gerölle, welche jedoch anscheinend bei aufmerksamer Betrachtung von echten Eolithe zu trennen sind, als Pseudo-Eolithe zu bezeichnen. Er hält es für nicht unwahrscheinlich, daß manches, was bisher als Eolith gesammelt worden ist, besser zu den Pseudo-Eolithen gestellt werden muß.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren JAEKEL, BLANCKENHORN, HEIM, OPPENHEIM, PHILIPPI und SCHMEISSER.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

SCHMEISSER. JOH. BÖHM. PHILLIPPI.

Briefliche Mitteilungen.

14. Beiträge zur Beurteilung vulkanischer Erscheinungen.

Von Herrn A. Fleischer.

Breslau, den 20. April 1905.

Hierzu 5 Textfiguren.

Der Umstand, daß in der Gegenwart tätige Vulkane fast sämtlich in der Nähe von Meeren vorkommen, hat früher Veranlassung gegeben, den Zutritt von Meerwasser zum Magma als Ursache vulkanischer Erscheinungen anzusehen. Waltershausen[1]) hat den großen Kochsalzgehalt der dem Ätna bei Eruptionen entströmenden Dämpfe sowie die sich bildenden weißen, schneeartigen Überzüge auf Lava — die größtenteils aus Kochsalz bestehen — auf eine Einwirkung des Meerwassers zurückführen wollen, hält es aber auch für möglich, daß eine Auslaugung tieferer Salzlager die Ursache sei.

Derselbe Forscher[2]) glaubte ferner, daß der hohe Gehalt der dem Ätna bei Eruptionen entströmenden Dämpfe an Salmiak von im Meerwasser vorhandenen Tieren herrühren könne, und hat deshalb diese Dämpfe auf einen Gehalt an Jod und Brom untersucht, aber keine Spur hiervon entdecken können. Es sei hierbei die Bemerkung gestattet, daß dieses Auftreten von Ammoniaksalzen sich wohl sehr einfach durch die bekannte Tatsache erklärt, daß Si, Ca, Mg, FeCl bei Rotglut chemische Verbindungen mit Stickstoff eingehen, die durch Wasserdämpfe unter Bildung von Ammoniak sich zersetzen. Es hat auch tatsächlich Waltershausen bei der Fruption des Ätna von 1869 auf der Lava das Vorhandensein von Stickstoffeisen (Fe_2N) konstatiert, und es ist bekannt, daß Porphyr bei der Verwitterung große Mengen von Ammoniak entwickelt.[3])

Hörnes hat in seinem Buche über Vulkane und Erdbeben aus dem Vorhandensein tätiger Vulkane im Innern von Mexiko und Südamerika gefolgert, daß die Nähe des Ozeans keine unbedingte Notwendigkeit für das Auftreten von Vulkanen ist, wenigstens dahin, daß der direkte Zutritt des Meerwassers zu

[1]) Atlas des Ätna mit Text. 2. S. 538, herausgegeben von Lasaulx. Leipzig.
[2]) Ebenda, S. 502.
[3]) Erdmann, Anorganische Chemie 1902. S. 615.

unterirdischen Magmaheerden als Ursache der Eruption vorausgesetzt werden müßte. Den gleichen Beweis glaubt man aus dem Vorhandensein tätiger Vulkane im Innern Ostafrikas — 30—60 Kilometer nördlich des Kivusee gelegen — folgern zu können. Es beweist dies indeß nichts gegen die Annahme, daß der Zutritt von Wasser zum Magma die Ursache vulkanischer Eruptionen sei, weil sehr wohl unterirdische Wasserströmungen, besonders in der Nähe großer Seen, ebenso auf das Magma wirken können, wie das Meerwasser in dem nur 200 Meter tiefen Golf von Neapel.

Diese Umstände veranlaßten mich, die Frage zu untersuchen, ob und unter welchen Umständen Wasser zu unterirdisch lagerndem Magma gelangen, und welche Folgen dies haben könne.

Angenommen, es habe ein unterseeischer Lavaerguß stattgefunden, so wird sich das Magma mit einer mehr oder weniger starken Schicht von Bimstein resp. Tuff umhüllen, deren Material sich in Ton verwandeln wird, wie dies am Meeresboden zu beobachten, und wie ich selbst auf Ischia etwas oberhalb Casamicciola in einem sehr tief eingeschnittenen, schmalen Bachbett besonders schön gesehen habe. Dieser Ton wird vom Meerwasser durchdrungen werden, und es erscheint nicht unmöglich, daß in dieser Weise durch enge Röhrchen unter starkem Druck Wasser zum Magma gelangen könnte.

Im Verlauf des Eindringens wird dieses Wasser, sich erwärmend, sich in Dampf verwandeln, und es kann möglicherweise beim Eindringen in größere Tiefe dieser Dampf eine so hohe Temperatur erlangen, daß der entstehende Druck größer ist als der Druck der darüber stehenden Wassersäule. Sobald dies der Fall ist, wird die Wassersäule geyserartig herausgeschleudert werden und ein tieferes Eindringen nicht stattfinden können. Dies war die sich aufdrängende und im Prinzip sehr einfache Frage, und es erscheint hierbei ganz nebensächlich, daß durch obigen Vorgang allmählich eine sich mehr und mehr vertiefende kältere Zone entstehen könnte, weil diese kalte Zone, Magma abkühlend und zum Erstarren bringend, das flüssige Magma lediglich in größere Tiefe zurückdrängen würde.

Zur Erörterung vorstehender Frage mußte zunächst geprüft werden, ob der jetzt von der Wissenschaft angenommene Gradient der innerirdischen Wärmezunahme von rund 3^0 C für 100 m Tiefe auch für große Tiefen richtig, oder aber größer, resp. kleiner ist. Das Letztere mußte vermutet werden, weil aus dem spezifischen Gewicht der Erdmasse folgt, daß die tieferen Gesteine dichter sind und daher auch deren spezifische Wärme geringer ist. Es wird deshalb der aus der Tiefe kommende Wärme-

strom die tieferen Gesteine entsprechend stärker erwärmen und dies umso mehr, als er fortschreitend von kleineren zu größeren Querschnitten gelangt. Es ist ferner klar, daß der Moment, in welchem der Druck des erwärmten Wasserdampfes größer sein wird, als der der darüberstehenden Wassersäule, umso früher eintreten muß, je rascher die Wärme in der Tiefe zunimmt. Es wird daher keinesfalls zu günstig gerechnet, wenn der Gradient der Wärmezunahme von 3^0 für 100 m für die Berechnung beibehalten wird.

Anlangend nun die Berechnung des Dampfdrucks für hohe Temperaturen, so kommen zunächst die Beoachtungen in Betracht, welche Arago und Dulong im Auftrage der Académie française angestellt und ungefähr 1830 beendet haben. Aus diesen direkten Beobachtungen, welche bis zu 24 Atmosphären reichen, ermittelte Tredgold[1]) für die Dampfdrucke von 4—24 Atmosphären eine empirische Formel

$$p = (1+0{,}7135\,t)^5) \text{ oder } t = \frac{\sqrt[5]{p} - 1}{0{,}7135}$$

wo p die Zahl des Druckes in Atmosphären, t die Temperatur des Dampfes über 100^0 bezeichnet, wenn man 100^0 zur Einheit nimmt und beispielsweise 236^0 mit $t = 1{,}36$ in Rechnung stellt.

Es entsteht natürlich die Frage, ob diese Formel auch richtig ist für sehr hohe Drucke und Temperaturen. Es kömmt da zunächst eine Arbeit von Clausius in Betracht.[2]) Derselbe hat für den vorliegenden Zweck aus drei mathematisch entwickelten Formeln, welche für jede gegebene Temperatur korrespondierende Werte berechnen lassen, eine Tabelle gewisser Hülfswerte berechnet und dann eine bezügliche Gleichung ermittelt, angeblich anwendbar für alle Flüssigkeiten, deren kritische Temperatur bekannt ist. Mit Hülfe dieser Gleichung, der oben erwähnten Tabelle und dreier, für jede Flüssigkeit besonders zu ermittelnder Konstanten aus beobachteten Dampfdrucken hat Clausius nun die Temperaturen des Wasserdampfes zunächst bis zu 24 Atmosphären berechnet und Zahlen erhalten, die mit den von Arago und Dulong beobachteten fast genau übereinstimmen; dieselben sind durchschnittlich etwas höher als die der Tredgoldschen Formel entsprechenden.

Clausius hat dann für die, von ihm auf $332{,}32^0$ ermittelte kritische Temperatur des Wasserdampfs den Druck auf 134 Atmosphären berechnet, während die Berechnung nach der Tredgold'schen Formel für diese Temperatur einen Dampdfdruck von 133,2 Atmosphären ergibt.

[1]) Müller-Pouillet. Lehrbuch der Physik, 2. 1847. S. 349.
[2]) Comptes rendus Acad. d. sci. Paris 1881. S. 619.

Es haben also zwei ganz verschiedene Wege fast genau dasselbe Resultat erzielt, was gewiß für die Richtigkeit dieser Wege spricht. Die Versuche von AMAGAT[1]) können für die vorliegende Frage nicht in Betracht kommen, obwohl er mit einem sehr sinnreich konstruierten Apparat gearbeitet hat, welcher gestattete, bis zu 500 Atmosphären Druck zu gehen. Er hat nämlich Wasser nur bis zu einer Temperatur von 100^0 untersucht, auch sind seine Angaben die bis zu 3000 Atmosphären reichen, nur zum kleinen Teil direkt beobachtet, zum großen Teil durch Weiterentwickelung von Kurven gefunden, bei denen die beobachteten Drucke und Volumina für gewisse Temperaturen in ein Koordinatennetz eingetragen waren. Indeß ergibt sich aus seinen Beobachtungen und Berechnungen für Ätherdampf, bis zu einer Temperatur von 138^0 und einem Druck von 1000 Atmosphären, daß die Dichtezunahme mit wachsendem Druck stetig kleiner wird.

Dagegen kommen sehr in Betracht die direkten Beobachtungen von BATELLI, sowie von CAILLETET & COLLARDES[2]) hinsichtlich der kritischen Temperatur und des kritischen Druckes des Wasserdampfes. Es fanden

BATELLI die krit. Temperatur 364.3^0, krit. Druck 194,6 Atmosph.
CAILLETET & COLLARDES „ 365^0 „ „ 205 „
und es ergibt die TREDGOLD-
sche Formel für 365^0 einen v. Druck 201,9 „

Es ergibt sich also der berechnete Druck nahezu als Mittel aus zwei, durch Beobachtung gefundenen Werten. Es spricht dies gewiß sehr für die Anwendbarkeit der Formel auf hohe Drucke, besonders wenn berücksichtigt wird, daß der kritische Druck einer etwas höheren Temperatur entspricht als der kritischen.

Zu weiterer Kontrolle habe ich dann neben der Temperatur noch die entsprechende Dampfdichte und die Koeffizienten der Dichtezunahme berechnet und zwar nach der Formel

$$d_1 = d \cdot p \cdot \frac{(1+100\alpha)}{(1+\alpha t)}$$ [3])

wo d_1 die zu ermittelnde Dichte, d die Dichte des Wasserdampfes bei 100^0 (bezogen auf die Dichte des Wassers bei 0^0), $=0{,}00\,058\,955$, ferner α den Ausdehnungskoeffizienten der Luft nach Gay Lussac $=0{,}00\,374$, p und t aber Dampfdruck in Atmosphären und Temperatur bezeichnen. Diese Formel ist nicht empirisch, sondern mathematisch entwickelt, ist aber natürlich abhängig von Temperatur und Druck des Dampfes.

---

[1]) WÜLLNER, Wärmelehre 1896. S. 97.
[2]) WÜLLNER, Wärmelehre 1896. S. 879.
[3]) a. a. O. MÜLLER POUILLET.

Ich habe nun meine Berechnungen bis zu 2300 Atmosphären geführt und die Resultate auf beiliegender Tabelle verzeichnet. Es ergibt sich aus derselben eine interessante, außerordentlich gesetzmäßige Beziehung zwischen den Koeffizientenreihen der Dichtezunahme einerseits von 10 : 20 : 30 bis 100 Atmosphären, von 100 : 200 : 300 bis 1000 und von 1000 : 2000 andererseits. Die Dichtezunahme ist von 10 : 100 Atmosphären annähernd dieselbe wie von 100 : 1000, ferner auch von 10 : 20 Atmosphären 86,3%, von 100 : 200 83.4% und von 1000 : 2000 81%; jeder Verdoppelung des Drucks entspricht eine fast gleiche Dichtezunahme, welche von 86,3% stetig bis zu 81% für 1000 : 2000 Atmosphären sinkt. Die Tabelle ergibt ferner, daß für die in Betracht kommenden Drucke von 2000 und 2100 Atmosphären die Dampfdichte nur etwa halb so groß ist, wie die Dichte des Wassers. Dies, in Verbindung mit der ermittelten außerordentlichen Gesetzmäßigkeit der Dichtezunahme sowie der Übereinstimmung mit beobachteten Drucken bis zu 201 Atmosphären, dürfte Zweifel bezüglich der Anwendbarkeit der Formel für sehr hohe Drucke kaum zulassen.

Die Tabelle ergibt nun für einen Dampfdruck von 2000 Atmosphären, entsprechend einer Wassersäule von 20 km Höhe, eine Temperatur des Dampfes von 600°, und diese Temperatur ist bei dem Gradienten der Wärmezunahme von 3° auf 100 m in einer Tiefe von 20 km vorhanden. Bei 605,8° beträgt der Druck des Dampfes 2100 Atmosphären, während diese Temperatur einer Tiefe von nur 20193 m entspricht, also einer Wassersäule von ca. 800 m geringerer Höhe, als der Druck des Dampfes bedingt.

In dieser Tiefe müßte also das eindringende Wasser geyserartig hinausgeworfen werden. Dieser Vorgang würde bei einer Temperatur von 605° eintreten, während diejenige des breiigen oder geschmolzenen Magma wohl auf ca. 1000° angenommen werden muß. Gegenüber dieser bedeutenden Differenz kann der Umstand nicht in Betracht kommen, daß die Annahme einer Ausdehnung des Magma beim Erstarren eine gewisse Erniedrigung des Schmelzpunktes durch Druck bedingt.

Man kann daher wohl sagen:

> Die Annahme, es könne Wasser durch enge Röhrchen zum Magma gelangen, hat, gemäß dem Standpunkt des heutigen Wissens, nicht die mindeste Berechtigung, sofern das Magma sich so lange an seiner Lagerstelle befindet, daß die weitere Umgebung eine der des Magma entsprechende Temperatur angenommen hat.

Es kann nun zweifellos durch Einstürze oder Spaltenbildung

Druck in Atmosphären	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Temperatur	181,6	214,7	236,2	252,55	265,89	277,27	287,19	296,05	304,06	311,36
Dampfdichte	0,0048226	0,008986	0,012903	0,016644	0,020306	0,023859	0,027337	0,030751	0,034109	0,037417
Koeffizienten der Dichtezunahme in Prozenten	86,3	43,6	29	22	17,5	14,56	12,49	10,91	9,7	
Atmosphären	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
Temperatur	311,36	363,58	397,65	423,57	444,7	462,71	478,45	492,47	505,16	516,76
Dampfdichte	0,037417	0,068635	0,097671	0,125340	0,15202	0,17791	0,20318	0,22790	0,25220	0,27600
Koeffizienten der Dichtezunahme in Prozenten	83,4	42,3	28,4	21,3	17,03	14,2	12,17	10,66	9,48	8,6
Atmosphären	1100	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000
Temperatur	527,47	537,428	546,743	555,501	563,772	571,613	579,072	586,188	592,993	599,516
Dampfdichte	0,29974	0,322932	0,345851	0,368491	0,390878	0,413045	0,434993	0,456742	0,476303	0,499687
Koeffizienten der Dichtezunahme in Prozenten	7,77	7,10	6,55	6,06	5,67	5,31	5	4,74	4,47	
Atmosphären	2000	2100	2200	2300						
Temperatur	599,518	605,787	611,821	617,642						
Dampfdichte	0,499687	0,5209045	0,541964	0,5628694	Dichtezunahme 1000 : 2000					
Koeffizienten der Dampfdichtezunahme in Prozenten	4,25	4,04	3,86		0,2760 : 0,499687 = 81 Prozent.					

Meerwasser ganz plötzlich in große Tiefen, vielleicht bis zum Magma gelangen, und es ist daher notwendig, die Druckerscheinungen zu erörtern, welche dabei eintreten können.

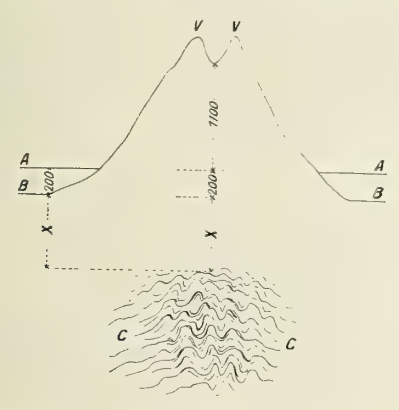


Fig. 1.

In nebenstehender Skizze (Fig. 1.) bezeichne AA die Oberfläche des Golfs von Neapel, BB den Meeresboden (ca. 200 m Tiefe), CC die unbekannte Lage des Magma, deren Tiefe unter dem Meeresboden also mit x zu bezeichnen ist, und VV den Vesuv. dessen Kraterboden ca. 1100 m über dem Meere liegt. Es ist alsdann die Druckeinheit des durch Einstürze oder Spalten zum Magma gelangenden Wassers, das spezifische Gewicht = 1 gesetzt, dargestellt durch

$$(200 + x) \text{ meter} \times 1$$

Dagegen beziffert sich in gleicher Weise die Druckeinheit einer bis zum Kraterboden zu hebenden Magmasäule, bei einem spezifischen Gewicht von nur 2,8 für die Lava auf

$$(x + 200 + 1100) \text{ Meter} \times 2{,}8.$$

Wie ein zu rasch zündendes Pulver event. den Geschützlauf sprengen kann, so wird es vielleicht möglich sein, daß die bei dem plötzlichen Einbruch des Wassers entstehende enorme Dampfbildung durch den rapiden Stoß einen oberirdischen Lavaerguß verursacht; derselbe wird aber nur von momentaner Dauer sein können, weil gleich darauf der entstehende Druck — er sei so groß er wolle — nur nach der Seite des geringsten Widerstandes wirken, also nur einen unterseeischen Ausbruch veranlassen wird.

Es dürfte daher wohl berechtigt sein, zu sagen, daß ein plötzlicher Einbruch größerer Massen von Meerwasser zum Magma höchstens nur einen momentanen oberirdischen Lavaerguß veranlassen kann.

Aus Anlaß der neuerdings von Dr. ALFONS STÜBEL ausgesprochenen Ansicht, daß die Ausdehnung des Magma beim Erstarren die Ursache vulkanischer Eruptionen sei, hat Prof. Dr. DÖLTER, Graz, sehr richtig erklärt, daß eine solche Ausdehnung zu beweisen sei.

Zu diesem Zweck hat DÖLTER[1]) fünf vulkanische Gesteine: Augit, Leucitit, Limburgit, Nephelinit, Melanit, sowie Lava vom Ätna und Vesuv einer Untersuchung in der Weise unterzogen, daß er das spezifische Gewicht ermittelt hat, zunächst vom Naturprodukt, dann von dem geschmolzenen Gestein, ferner der rasch und dadurch glasig, sowie der langsam und deshalb kristallinisch erstarrten Schmelze. Für die Ermittelung des spezifischen Gewichts der flüssigen Schmelze sind Indikatoren benützt worden in der Weise, daß möglichst rundliche Gesteine von höherem Schmelzpunkt und verschiedenem, aber bekannten spezifischen Gewicht in das geschmolzene Material gebracht, resp. eingetaucht wurden, wo dann aus dem Schwimmen resp. Untertauchen und der Lage der untergetauchten, aber nicht auf den Boden gelangten, sowie der auf dem Boden liegenden Stücke das spezifische Gewicht der Schmelze festgestellt wurde. So sorgfältig und vorsichtig diese Versuche und Beobachtungen gemacht sein dürften, lag es doch in der Natur dieser Methode, daß fast nur annähernde Zahlen gefunden wurden, welche je nach dem Material in Grenzen von 0.7, 1.4, 1.8, 2, 3 bis 6% Differenz lagen.

Es muß nun bemerkt werden, daß für Gußeisen, bei welchem die Ausdehnung beim langsamen Erstarren wohl von niemandem bezweifelt wird, nach meiner Ermittelung[2]) diese Ausdehnung im Moment des Erstarrens 2½% beträgt und nach dem Erkalten sogar nur 1,6%, und demgegenüber ist die obige Unsicherheit über das spezifische Gewicht der flüssigen Schmelzen viel zu groß, als daß ein entscheidendes Resultat möglich wäre. Es scheint dies DÖLTER auch selbst anzuerkennen, da er am Schlusse seiner Arbeit sagt, daß er weitere Versuche mit einem verbesserten Apparat anstellen wolle. Es ist indes, den erwähnten Unsicherheiten gegenüber, ohne Weiteres zuzugeben, daß es schwer, vielleicht sogar unmöglich sein dürfte, eine zuverlässigere Methode für diese direkte Ermittelung zu finden.

Es ist wohl nicht zu bezweifeln, daß neben dem Ausdehnungskoeffizienten des Gesteins an sich ganz besonders der durch die hohe Temperatur bedingte Druck der im Gestein ent-

---

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1901 **2**. S. 144.

[2]) Diese Zeitschr. **55**. 1903, S. 61.

haltenen Gase und die leichtere Beweglichkeit der flüssigen Masse eine sehr erhebliche Vergrößerung beim Schmelzen bedingen muß, und diese Vergrößerung wird wachsen, je höher die Temperatur über dem Schmelzpunkt liegt, je leichtflüssiger also auch die Schmelze wird. Demgemäß gibt auch Dölter an, daß bei Versuchen von Barus mit Diabas das feste Gestein sich bis zum Schmelzpunkt fast gleichmäßig ausdehnte, bei der Verflüssigung bei 1093° aber eine sehr starke Volumvermehrung stattfand, welche bei Erhöhung der Temperatur auf 1421° anhielt, sodaß im erkalteten Zustande das spezifische Gewicht im Mittel von drei Versuchen ca. 10% geringer war als das des verwendeten Diabas.[1]) Auch Dölter findet erhebliche Unterschiede zwischen dem spezifischen Gewicht der untersuchten Mineralien und der erstarrten Schmelze derselben, die er auf darin enthaltene Gasblasen zurückführt. Es ist sehr zu bedauern, daß beide Forscher bei den betreffenden Versuchen auf die absoluten Gewichte der verwendeten Materialien keine Rücksicht genommen haben (es ist nichts hierüber angegeben), weil anderenfalls ersichtlich wäre, ob und welche Rolle ein Entweichen von Gas bei der Verminderung des spezifischen Gewichts spielt.

Auch die von Dölter[1]) vorgenommene Ermittelung des spezifischen Gewichts der rasch und glasig, sowie der langsam und kristallinisch erstarrten Schmelzen ergab meist schwankende Differenzen, weil die ersteren noch Gasblasen, die letzteren noch glasige Masse enthielten.

Die vorstehenden Ergebnisse veranlaßten mich, Beobachtungen über diesen Gegenstand zu machen, wobei ich es für nötig hielt, nicht nur ein möglichst gasfreies Material zu erhalten, sondern auch größere Massen desselben zu untersuchen.

Der Zufall führte mir eine bei der Nickelverhüttung fallende erste Schlacke zu, welche ihrer dichten, kristallinischen Beschaffenheit wegen außerordentlich geeignet erschien, zumal sie sehr wenig Gasblasen zeigte. Das Mittel aus sechs verschiedenen Analysen des betreffenden Hüttenchemikers ergab als Zusammensetzung der Schlacke:

S	NiO	FeO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	MgO
0,34	0.24	8.40	4.99	54.37	20.07	11.59

Diese Schlacke läuft aus dem Ofen in eine prismatische Form ohne Boden und Deckel, welche laut nebenseitiger Skizze (Fig. 2) durch je 2 gußeiserne Winkelplatten gebildet wird, und durch welche ein vierseitiges Prisma von 15 cm Quadrat und 38—40 cm Länge resultiert. Die an der eisernen

Fig. 2.

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1901 2. S. 144 u. f.

Form sehr rasch erstarrende Schmelze zeigte sich auf 2—4 mm Tiefe fast schwarz, wie Steinkohle aussehend, und in der Farbe wie Struktur scharf abgegrenzt gegen die dunkelgraue, nach der Mitte zu etwas heller werdende, regellos kristallinische Hauptmasse. Es war schwer, diese schwarze Rinde von der grauen Masse scharf abzutrennen, weshalb an einem losgelösten Stückchen der Rinde noch 4—6 mm stark graue Masse haftete. Ich bezeichnete dieses Stück mit A und entnahm daneben, nach der Mitte zu fortschreitend, noch 3 weitere einander benachbarte, mit B, C, D bezeichnete Stücke, von denen also D das zuletzt erstarrte Material enthielt. B zeigte an einer Stelle kleine Bläschen, während davon an den anderen Stücken, sowie an der Hauptmasse von B, mit dem Auge allein nichts zu sehen war, dagegen mit der Lupe vereinzelte, nur durch ihren Glanz bemerkbare Gasbläschen vermutet werden konnten, bei der kristallinischen Beschaffenheit des Materials aber nicht mit voller Sicherheit erkennbar waren.

Die Bestimmung der spezifischen Gewichte ergab für

A	B	C	D
3.326	3.244	3.213	3.180

Es zeigte sich also zwischen A und D eine Differenz von 4,6, zwischen B und D eine solche von 2%.

Dadurch wäre bei diesem Material direkt bewiesen, daß die langsamere Abkühlung ein geringeres spezifisches Gewicht, also eine Ausdehnung bewirkt. Ich überschätze indes keineswegs diesen vereinzelten Beweis und hoffe, in kurzem weitere Versuche mit durch wiederholtes Umschmelzen und Pulverisieren entgasten Silikaten anstellen zu können.

Eine Analyse diese Schlacke ergab SiO_2 54,18%, FeO 10%; die anderen Bestandteile wurden nicht festgestellt.

Es zeigten sich indeß an weiter vom Rande entfernten Stellen größere Hohlräume und auch an D, an der der Mitte zugekehrten Seite eine solche, fast kreisrunde, aber abgeplattete Blase von ca. 4 cm Durchmesser, die — bei einer so stark kristallinischen Masse befremdlich — Kristalle nicht enthielt, sondern eine ganz glatte, wie mit einer Emaille überzogene Wandung zeigte und dadurch an die im Gußeisen öfter vorkommenden Blasen erinnerte. Hierbei schien also ein Gasgehalt einen Druck ausgeübt zu haben. Es wurden dann in einem anderen Block größere Hohlräume gefunden, welche sämtlich an der der äußeren, zuerst abgekühlten Fläche zunächst gelegenen Seite mit Kristallen bedeckt, an der entgegengesetzten — später abgekühlten — Seite aber mit Emaille überzogen waren

und darunter zerdrückte Kristalle zeigten, welche anscheinend bei einer wenig unter dem Schmelzpunkt liegenden Temperatur einen von innen kommenden Druck erfahren haben mußten.

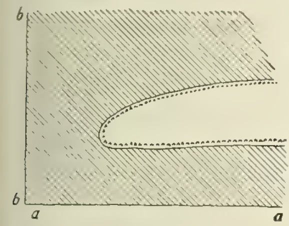


Fig. 3.

Die nebenstehende Skizze eines solchen Hohlraumes (Fig. 3), in welcher aa, bb die der Abkühlung unterworfenen Flächen bedeuten, während die mit Kristallen bedeckte Fläche durch eine gezähnte, die emaillierte Fläche durch eine punktierte Linie bezeichnet ist, möge vorstehendes anschaulicher machen.

Um diese Beobachtung möglichst schärfer hervortreten zu lassen, wurde ein eiserner konischer Kübel mit etwas abgerundetem Boden von oben 550, unten 200 mm Durchmesser, bei 520 mm Höhe zur Aufnahme der Schlacke verwendet und nach der Füllung in der Weise getempert, daß der Kübel mit heißem Sand umgeben und bedeckt wurde. Es wurde dann aus diesem Block eine ca. 15 mm starke Scheidewand zwischen 2 Höhlungen, welche auf der einen Seite cc deutliche Kristalle, auf der anderen bb zerdrückte Kristalle unter einer Emaillierung zeigte, wie bei-

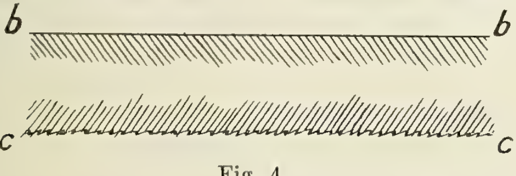


Fig. 4.

stehende Skizze zeigt, geteilt und das zwischenliegende Material möglichst beseitigt, so daß an jeder der beiden Flächen 3—5 mm starke Fragmente entstanden, deren spezifische Gewichte je zweimal bestimmt wurden. Das Letztere geschah auch mit einem der eisernen Form nahe gelegenen blasigen Stück a, sowie mit einem von cc nach der Mitte der Masse zu gelegenen Stück d.

Diese Bestimmung ergab, vom Rande nach dem Innern zu, für

a blasig	bb	cc	d
3,0701	3,2181	3,1476	3,1697
	$\frac{3{,}2083 + 3{,}2280}{2}$	$\frac{3{,}1447 + 3{,}1505}{2}$	

Die etwas große Differenz zwischen den beiden Bestimmungen bei b b dürfte daher rühren, daß die Fragmente nicht gleiche Dicke hatten, daher ungleich viel leichteres Gestein daran haftete. Aus den

umseitig angegebenen spezif. Gewichten ergibt sich, daß dort, wo die Fläche des Hohlraums mit einem Email überzogen, das spezif. Gewicht $2^1/_4$ % größer war, als an der mit Kristallen bedeckten, später erstarrten Seite. Es mußte also auf b b bei einer dem Schmelzpunkt noch nahen Zeit der Erstarrung ein starker Gasdruck verdichtend gewirkt haben.

Das später erstarrte Stück d war 0,7 % schwerer als c, sodaß also, von bb abgesehen, die spezifischen Gewichte vom Rande nach der Mitte zu fortdauernd eine Kontraktion zeigen, welche aber nur einer Verminderung der Blasenräume zuzuschreiben sein dürfte. Diese Beobachtung ist also ähnlich den von DÖLTER gemachten Wahrnehmungen eines geringeren spezifischen Gewichts der rascher erstarrten gegenüber den langsamer und deshalb blasenfreier erstarrten Schmelzen.

Um eine etwaige Ausdehnung der Schlacke mehr auf eine Verstärkung des Gasdruckes wirken zu lassen, habe ich bei Herstellung eines Blocks von 15 cm im Quadrat und ca. 40 cm Länge die beiden Teile der früher beschriebenen eisernen Form durch umgeschmiedete starke Bandeisen fest verbunden und, nach Füllung der Form mit Schlacke, die Masse durch Überschüttung mit heißem Sand getempert. Es zeigte sich beim Zerschlagen zunächst der eisernen Form eine dünne, wenig blasige Schicht A von 1—5 mm Dicke und darauf folgend eine blasenreiche bis zu 15—18 mm vom Rande, die ich mit B bezeichne. Die nicht an der eisernen Form gelegene Wandung des Blocks zeigte sehr wenig und nur kleine Blasen, steiniges Gefüge von teils grauer, teils hellbrauner Farbe, und ging schon in 10—15 mm Entfernung vom Rande in eine braunschwarze, teils stenglig, teils strahlenförmig krystallinische Masse von sehr hohem Glanz über, welche dem unbewaffnetem Auge fast blasenfrei erschien; ein der Übergangsstelle nahes, aber schon ganz krystallinisches Stück bezeichne ich mit C. Weiter wurden drei auf einander folgende Scheidewände der Höhlungen in der bereits beschriebenen Weise geteilt. V o m R a n d e n a c h d e r M i t t e zu bezeichne ich die dem Rande zugekehrte emaillierte Seite dieser Zwischenwände mit Ia, IIa, IIIa, die andere der Mitte zugekehrte mit Krystallen bedeckte mit I, II, III und ebenso die zur Untersuchung verwendeten Fragmente. Es wurde das spezifische Gewicht aller dieser Stücke resp. Fragmente bestimmt und zwar bei B in pulverisiertem Zustande (feiner Sand bis zu ca. 30 cbmm großen Körnern) ebenso bei IIa und II, nachdem die erste Bestimmung auffallende Resultate ergeben hatte.

Die Ergebnisse der Bestimmung waren für

A		Bpulver.		C	
3,1773		3,1073		3,2209	
Ia	I	IIa	II	IIIa	III
3,2708	3,1523	3,2642	3,2479	3,3503	3,2709
		pulver.			

Gemäß dem geringeren Blasengehalt war bei A ein höheres spezifisches Gewicht zu erwarten als bei B; hiervon aber abgesehen, zeigt sich einerseits, wie bei den Versuchen von Dölter, eine Zunahme der Dichte, wachsend mit der größeren Langsamkeit resp. der späteren Erstarrung, andererseits aber auch eine Abnahme der kleinen, nur mit der Lupe erkennbaren Bläschen. Deutlich aber tritt hervor, dass die emaillierten, also früher erstarrten Seiten der Scheidewände stets ein höheres spezifisches Gewicht zeigen, als die später erstarrten, mit Krystallen bedeckten. Daß an letzerer Stelle die kleinen Bläschen in größerer Menge auftreten, konnte mit der Lupe nicht gefunden und kann auch nicht angenommen werden, weil die Erstarrung ja später erfolgt ist als bei der emaillierten Seite der Scheidewände.

Selbst wenn dies aber der Fall wäre, wird die gebildete Emaillierung, unter welcher eine zerdrückte Krystallisation bemerkbar, doch nur erklärt werden können durch einen im Verlauf der Erstarrung wachsenden Gasdruck, der gleichzeitig eine Verdichtung der früher erstarrten, emaillierten Seite der Scheide-

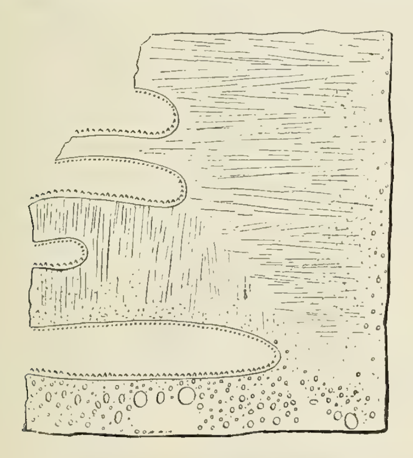


Fig. 5. In halber Größe.

wand veranlaßt hat, und der wiederum nur durch eine Ausdehnung des inneren noch flüssigen Materials bei der Erstarrung hervorgerufen sein kann.

Es läge somit neben dem zuerst geführten direkten Beweise ein zweiter indirekter vor für die Ausdehnung dieses Silikats beim Erstarren. Die Analyse dieser Schlacke ergab Si O_2 50 . 91, Fe O 10,45 %. Zu besserem Verständnis füge ich die Skizze eines Schlackenstückes (Fig. 5) bei und bemerke, daß die emaillierten Flächen durch punktierte, die mit Kristallen bedeckte durch gezähnte Linien bezeichnet sind, die kleinen mehr oder weniger rundlichen, durch Linien begrenzte Flächen bedeuten Blasenräume, die Punkte, kleine, nur mit der Lupe an dem Glanz der Emaille deutlich erkennbare Bläschen. Wo derartige Bläschen nur außerordentlich vereinzelt auftreten, sind selbe ganz unberücksichtigt geblieben.

---

15. Erwiderung auf die briefliche Mitteilung von Herrn E. STOLLEY vom 4. April 1905.

Von Herrn C. Gagel.

Schwarzenbek, den 15. Mai 1905.

Daß Herr Professor Stolley ähnliche Konglomerate, wie ich sie beschrieben habe, bereits 1895 beschrieben hat, ist leider sowohl mir, wie sämtlichen Fachgenossen, denen ich die Stücke gezeigt habe, aus dem Gedächtnis entschwunden gewesen. Im übrigen scheint es mir, daß meine Geschiebe doch wohl nicht „zweifellos ident" mit den Stolleyschen Geschieben sind, und die ganze Polemik Stolleys ist mir absolut unverständlich. Wo steht denn in meiner Notiz etwas von Geschieben, die nur aus Ramsåsagesteinen bestehen, und wo etwas von solchen, die „anstatt" der Ramsåsagesteine Chalcedon, Quarzporphyre, Diabas etc. führen?

Wenn ich gewisse Konglomerate beschreibe, deren Gerölle „zu einem erheblichen Teil aus roten Kalken" bestehen, und fortfahre „sehr zahlreich sind **darin** vertreten große Stücke dünnplattiger, sandiger Tonschiefer etc. etc., endlich ziemlich spärlich Chalcedone, Quarzporphyre, Diabase, Gneise und große Quarzkörner", wenn ich dann das soeben genau beschriebene Konglomerat „mit Geröllen von Beyrichienkalk" abbilde, ein solches Konglomerat erwähne, in dem Gerölle von rotem obersilurischem Beyrichienkalk gefunden sind, nochmals ein solches Geschiebe (— das abgebildete —) erwähne, das ebenfalls Gerölle von rotem und gelbem Beyrichienkalk enthält, dessen

Gerölle „z. T." sehr auffallend den rotbraunen Beyrichiengesteinen Schonens ähneln, und endlich als Vergleich die Keupergesteine Schonens heranziehe, die „archaeische bis silurische Gesteine im bunten Wechsel enthalten", so sollte man doch glauben, daß die Tatsachen und der Gedankengang klar und deutlich genug ausgedrückt sind, um bei einigem guten Willen nicht mißverstanden zu werden.

Wenn die Konglomerate nur aus Ramsåsagesteinen beständen, hätte sie wohl niemand für cambrisch gehalten. Von Konglomeraten, die nur archäisches Material enthalten, habe ich ebensowenig gesprochen; solche wird wohl kein Geologe ohne weiteres für postsilurich halten. Das charakteristische an meinen Geschieben ist eben das, daß sie alle im bunten Wechsel aus archäischem, kristallinem und Sedimentmaterial bis zum Obersilur bestehen. Speziell das von mir abgebildete Geschiebe von Tramm enthält alle die in meiner Notiz aufgeführten Gesteine, deren kristalline Bestandteile — soweit die kleinen Brocken eben bestimmbar waren — von meinem Kollegen Dr. Korn bestimmt wurden. Der ganze Habitus und das Zement aller dieser Konglomerate ist durchaus gleichartig; eine gewisse Abwechslung zeigt sich nur in der relativen Häufigkeit und der Beschaffenheit der größeren Sedimentgerölle, vor allem der roten Kalke. Wenn alle diese roten Kalke Obersilurfossilien führten, wäre die Bestimmung als postsilurisch auch schon früher gelungen; ich kenne aber bis jetzt nur zwei Geschiebe mit Geröllen von zweifellosen Ramsåsa-Gesteinen; in den roten Kalken der andren Konglomerate ist nichts bestimmbares enthalten und sie könnten z. T. vielleicht auch Unter-Silur sein.

Wenn Herr Prof. Stolley meine kleine Notiz aufmerksam und vorurteilsfrei gelesen hätte, hätte er wohl merken können, daß ich etwas anderes meine wie er, und die ganze Polemik wäre unnötig gewesen; über die von ihm gefundenen Geschiebe kann ich natürlich nicht urteilen, da ich sie nicht kenne; über meine Geschiebe glaube ich so ziemlich das nötige und richtige gesagt zu haben.

Was nun die Altersfrage der Geschiebe betrifft, so habe ich mich absichtlich möglichst vorsichtig — vielleicht zu vorsichtig — ausgedrückt und nur die mir bekannten Tatsachen zum Vergleich herangezogen, die mir dabei in Frage zu kommen schienen.

Aus welchen Gründen Herr Stolley ein permisches Alter dieser Geschiebe überhaupt für möglich hält, entzieht sich meiner Kenntnis; dagegen möchte ich jetzt noch eine andere Vermutung über das Alter der Geschiebe aussprechen, die zuerst wohl von meinem Kollegen Schröder vertreten ist, und die, wie ich jetzt

aus mehreren Briefen etc. ersehe, auch von andern, in diesen Fragen bewanderten Fachgenossen für diskutabel bez. wahrscheinlich gehalten wird, trotzdem direkt vergleichbare Gesteine noch nicht bekannt sind, nämlich, daß die Geschiebe Rhät-Lias sein könnten.

Ich habe diese Vermutung, deren Möglichkeit auch mir ganz einleuchtend war und ist, nur deshalb bisher nicht publiziert, weil mir eben Liaskonglomerate dieser Beschaffenheit aus dem Baltikum nicht bekannt sind. Die Möglichkeit, daß es Lias sein könnte, scheint mir aber immerhin nicht gering zu sein, Herr Prof. DEECKE, der dieselben Konglomerate aus Vorpommern und von Rügen kennt, hält nach einer freundlichen, brieflichen Mitteilung das liasische Alter sogar für das Wahrscheinlichste.

---

16. Über die Gliederung des Diluviums auf Blatt Jever. Eine Antwort an Herrn J. MARTIN.

Von Herrn F. SCHUCHT.

Meppen, den 18. Mai 1905.

In seiner Abhandlung „Über die Abgrenzung der Innenmoräne“[1]) unterzieht J. MARTIN die von mir in den Erläuterungen zur geologischen Karte „Blatt Jever“[2]) vertretene Ansicht über die Gliederung des Diluviums einer kritischen Erörterung.

MARTIN geht hierbei offenbar von dem Standpunkte aus, als hätte die geologische Aufnahme des Blattes Jever nur dann eine einwandfreie sein können, wenn ich seiner Nomenklatur und seiner Auffassung dabei gefolgt wäre. Dazu lag für mich jedoch keine Veranlassung vor, und zwar schon aus dem Grunde nicht, weil die MARTINsche Nomenklatur von der „allgemein ge-

[1]) Diese Zeitschr. Nr. 3, 1905.

[2]) Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte „Blatt Jever“ Herzogt. Oldenbg. Herausgegeben v. d. Versuchs- u. Kontrollstation der Oldenb. Landw.-Gesellsch. Vorsteher Dr. P. PETERSEN. Geognostisch und agronomisch bearbeitet von F. SCHUCHT. Oldenburg 1899. — Ein weiterer, gemeinverständlich gehaltener Aufsatz „Die geologischen Verhältnisse der Stadt Jever“ von F. SCHUCHT erschien im Jeverschen Wochenblatt Oktober 1898, auch als Sonderabdruck. In letzterem möchte ich bei dieser Gelegenheit folgendes berichtigen: Seite 8, Zeile 16 v. o. lies „älteres“ statt „tertiäres“ und Seite 13, letzte Zeile, lies 5 % statt 8 %.

bräuchlichen nicht unwesentlich abweicht" und bei den deutschen Geologen offenbar wenig Anklang gefunden hat.[1])

Was die Gliederung des Diluviums auf Blatt Jever anbelangt, so bin ich insofern zu der gleichen Erkenntnis wie MARTIN gelangt, als auch ich die Begriffe „Innenmoräne" und „Grundmoräne" unterschieden habe. In meiner Schrift „Beitrag zur Geologie der Wesermarschen"[2]) habe ich (S. 6) gesagt, „daß ich mich bei der geologischen Aufnahme des Blattes Jever der Auffassung J. MARTINS angeschlossen habe", der Auffassung nämlich, daß die Unteren Sande als Vorschüttungsprodukte des Inlandeises, die Steinsohle und der Geschiebelehm als Grundmoräne, der Geschiebedecksand als Innenmoräne zu deuten seien.

Während ich hiermit die Auffassung über die Gliederung in Inglacial und Subglacial betont wissen wollte, verwahrt sich MARTIN in seiner oben erwähnten Abhandlung dagegen, daß ich seinen Standpunkt vertreten hätte, wenn ich einen Geschiebedecksand als Innenmoräne oder umgekehrt eine Innenmoräne als Geschiebedecksand bezeichnete.

Wenn MARTIN jedoch in Erwägung gezogen hätte, daß ich alle steinführenden Sande als Geschiebedecksande zusammengefaßt habe, den Begriff „Geschiebe" hierbei also „in dem sonst üblichen weiteren Sinne gebraucht habe", so würden seine diesbezüglichen Erörterungen unnötig gewesen sein. Auch ich habe mich J. MARTIN im erläuternden Texte dahin angeschlossen, daß zwischen „Geschieben mit geschrammten und geschliffenen Flächen" und „Geröllen" zu unterscheiden sei, und daß die inglacialen Sande vorwiegend Gerölle führen. Aber der Umstand, daß im Inglacial — wenn auch auf Blatt Jever in untergeordnetem Maße — „Geschiebe" und umgekehrt im Subglacial „Gerölle" vorkommen, sowie der weitere Umstand, daß die inglacialen steinführenden Sande zuweilen auf subglacialen lagern und bei der Kartierung nicht zu trennen waren, ließ es mir ratsam erscheinen, alle diese steinführenden Sande als Geschiebedecksande zu bezeichnen.

MARTIN reist aber den Text meiner Erläuterungen völlig aus dem Zusammenhange, wenn er sagt, ich hätte den „Decksand" das Gebilde der Innenmoräne oder der Gletscherbäche des sich zurückziehenden Inlandeises genannt, schließlich aber mit dem „Geschiebedecksand", der von mir ausdrücklich als Innenmoräne gedeutet sei, zu einer Stufe zusammengefaßt, so daß hiernach dieser Sand als eine steinfreie Facies der Innen-

---

[1]) Die Bezeichnung „Früh- und Späthvitäglacial" halte ich für sprachlich nicht glücklich gewählte Bezeichnungen.

[2]) Zeitschr. f. Naturw. 76, 1903.

moräne zu betrachten sein würde. Die Stellen, die MARTIN hierbei citiert, sagen dies aber gar nicht, sondern ganz deutlich, daß ein steinfreier Decksand und ein Geschiebedecksand zu unterscheiden seien. Die betreffende Stelle in meinen Erläuterungen (S. 5) lautet: „. . . und endlich einen Decksand, das Gebilde der Innenmoräne oder der Gletscherbäche des sich zurückziehenden Inlandeises. Den steinigen Sand der Innenmoräne bezeichnen wir als Geschiebedecksand.“ Ich habe diese beiden Sande also keineswegs zu einer Stufe zusammengefaßt und als genetisch gleichwertig bezeichnet, wie denn auch die Farbenerklärung zu Blatt Jever dahin lautet.

Wenn ich später — 5 Jahre nach der Aufnahme des Blattes Jever — in meiner Arbeit über die Wesermarschen gesagt habe, daß der obigen Gliederung des jeverländischen Diluviums einige Bedenken entgegenständen, so bin ich zu dieser meiner Aeußerung dadurch veranlaßt, daß ich inzwischen einige Aufschlüsse kennen gelernt hatte, in welchen der Geschiebelehm ebenfalls scheinbar in eine Steinsohle überging, welche aber doch deutlich erkennen ließen, daß zu dem Geschiebelehm und der Steinsohle ein Teil der hangenden Sande zu rechnen sei, Sande, welche sich durch Lehm- und Eisenstreifen und Geschiebeführung auszeichneten und sich deutlich als eine umgelagerte Grundmoräne zu erkennen gaben. Überlagert wurden diese Sande von einem inglacialen Geschiebedecksande. Diese im unteren Emsgebiet gemachten Beobachtungen, daß die Steinsohle nicht allein als subglacial aufzufassen sei, sondern mit dem Sande zusammen eine umgelagerte Grundmoräne repräsentiere, bei der zufällig ein Teil der Geschiebe an der Sohle sich befindet, legten mir die Annahme nahe, daß gleiche Verhältnisse auch auf Blatt Jever vorhanden seien, und daß auch hier zu der Steinsohle noch ein Teil des Sandes zu rechnen sei, der das Liegende der inglacialen Sande bildet.

In einem Profil zwischen Schoost und Schortens auf Blatt Jever war s. Zt. ein Profil aufgeschlossen, in welchem sich ein wenig mächtiger Geschiebelehm auskeilte und deutlich in eine Steinsohle überging. Das Hangende bildete auch hier ein Geschiebedecksand. Ich nahm bisher an, dass auch Herr MARTIN, welcher mit mir dies Profil untersuchte, die Steinsohle allein für subglacial halte; seine letzte Abhandlung zeigt mir jedoch, daß dies ein Missverständnis meinerseits gewesen sein muß. Denn auch MARTIN will die Steinsohle zum „Geschiebesand“ gerechnet wissen. MARTIN und ich würden uns also in dieser Auffassung begegnen, obgleich ich bisher nur vermuten kann, daß die besprochenen Verhältnisse auch für Blatt Jever zutreffen, da ich die Aufschlüsse daraufhin nicht wieder habe untersuchen können.

Für die Nomenklatur, wie ich sie auf Blatt Jever angewandt habe, bleibt diese abweichende Auffassung jedoch irrelevant, da ich zum Geschiebedecksand auch die sandige steinführende Facies der Grundmoräne gezogen haben würde.

Martin glaubt bewiesen zu haben, daß einige Sande, die ich als „Geschiebedecksand über Geschiebelehm" kartiert habe, in Wirklichkeit einen „späthvitåglacialen Decksand mit inglacialer Steinsohle" repräsentieren. Er hat im vorigen Sommer auf dem Wildkamp und Streitfeld in der Upjeverschen Forst, wo ich „Decksand, meist Geschiebedecksand über Geschiebelehm bezw. -mergel" angegeben habe, Ausschachtungen vorgenommen und festgestellt, daß der Geschiebelehm von einer Steinsohle, deren Steine vielfach einem Sande von mehr oder weniger lehmiger Beschaffenheit eingebettet sind, überlagert wird; darüber lagert ein mehr oder weniger mächtiger völlig steinfreier Sand. Wenn Martin der Ansicht ist, daß hier ein „Späthvitåglacial" über „Inglacial" über „Subglacial" lagert, so gebe ich die Möglichkeit einer solchen Lagerung zu, nur hat mir Martin den Beweis dafür nicht erbracht. Denn die von ihm beobachtete Erscheinung, daß hinsichtlich des Lehmgehaltes nirgends ein allmählicher Übergang zwischen der Steinsohle und dem Geschiebelehm nachzuweisen war, daß vielmehr eine scharfe Abgrenzung vorhanden ist, kann ebensogut dahin gedeutet werden, daß der Geschiebelehm von „späthvitåglacialen" Gewässern in seinen oberen Partieen aufgearbeitet wurde, so daß sich eine Steinsohle oder ein Geschiebesand bildete. Daß die Steine dieser Steinsohle durchschnittlich erheblich größer sein sollen, als die des Geschiebelehms, ist eine Beobachtung, die sehr leicht auf Täuschung beruhen kann, da der Geschiebegehalt des Lehms zum größten Teil nicht sichtbar ist. Die Steinsohle kann also ebenso gut als subglacial aufgefaßt werden. Es ist zu bedauern, daß Martin seine Ausschachtungen nicht an solchen Stellen vornahm, wo sich der Geschiebelehm auskeilte; hier wäre er vielleicht eher zu einem einwandfreien Resultat gelangt. —

Ich beschränke mich an dieser Stelle darauf, auf die Ausführungen J. Martins nur soweit einzugehen, als sie die Gliederung des Diluviums auf Blatt Jever betreffen, da ich demnächst an anderer Stelle Gelegenheit zu weiteren Erörterungen finden werde. Daß eine fortschreitende Erkenntnis des nordwestdeutschen Diluviums, aus welchem vor der Aufnahme des Blattes Jever geologische Kartierungsarbeiten nicht vorlagen, in diesem und jenem Punkte andere Auffassungen zeitigen würde, darüber bin ich mir keinen Augenblick im Zweifel gewesen. Jedenfalls sind die Einwendungen Martins nur zum Teil berechtigt, indem die

Widersprüche, die er nachgewiesen zu haben glaubt, nicht existieren, abweichende Auffassungen, deren Richtigkeit auch ich für möglich, ja wahrscheinlich halte, unbewiesen geblieben sind.

---

17. Zur Frage der Manufakte im Diluvium der Magdeburger und Neuhaldenslebener Gegend.

Von Herrn Max Blanckenhorn.

Halensee, den 18. Mai 1905.

In einer vom 28. Februar 1905 datirten längeren „Entgegnung auf H. Blanckenhorns Bemerkungen zu meinem Vortrage etc.“ nimmt Herr Wiegers namentlich Stellung gegen die von mir gar nicht verteidigte Auffassung des Herrn Dr. Hahne, daß es sich in den Fundstätten Hahnes bei Magdeburg um Eolithe im Sinne Rutots, d. h. der eolithischen Periode handele.

Dieser Nachweis war wenigstens in einer „Entgegnung“ gegen mich unnötig, denn er ist nur eine Wiederholung dessen, was ich selbst schon am 21. März 1903[1]) gesagt und in der diesjährigen Januarsitzung der Berliner Anthropologischen Gesellschaft ganz ausführlich auseinandergesetzt habe. Zu meinem Bedauern, aber ohne meine Schuld ist der letzterwähnte schon im Januar zu Protokoll gegebene Vortrag noch immer nicht in der Zeitschrift für Ethnologie gedruckt erschienen, sonst würde Herr Wiegers wohl gesehen haben, daß gerade ich zu allererst aufs schärfste mich gegen die bisherige irrtümliche Übertragung des Rutotschen Einteilungssystems auf deutsche Verhältnisse ausgesprochen habe. Ich gehe in dieser Beziehung auch noch weiter als Wiegers selbst. Mein Angriff richtet sich weniger gegen Herrn Hahne als gegen Rutot und Klaatsch als die eigentlichen Urheber dieser Verwirrung.

In Bezug auf den Ausdruck Eolith stellt sich Herr Wiegers genau auf den mir bedenklich erscheinenden Standpunkt Rutots, der wohl für Belgien, England und Frankreich im allgemeinen noch haltbar ist, nicht aber für andere Länder, insbesondere Norddeutschland. Er faßt die Eolithe rein zeitlich als Manufakte der eolithischen Periode auf und macht demgemäß bezüglich ihres Vorkommens nach oben einen scharfen Grenzstrich, der nach geologisch stratigraphischem Gesichtspunkt für alle Länder gleich

---

[1]) Vergl. Zeitschr. für Ethnologie, 35. S. 407.

sein sollte. Demgegenüber vertritt eine Reihe namhafter Anthropologen und Geologen die Ansicht, daß Eolithe als primitive Manufakte ohne bestimmte, gewollte Form nicht blos in der eolithischen Periode, sondern auch im Palaeolithikum und Neolithikum auftreten müssen und tatsächlich auftreten. Ich selbst bin nun in voller Übereinstimmung mit Herrn Konservator E. Krause, der sich in Berlin wohl am meisten mit norddeutschen wie ausländischen Eolithen beschäftigt und sie studiert hat, der Meinung, daß eine scharfe Definition und Begrenzung des Begriffs Eolith einfach unmöglich ist, und dieses Wort, wenigstens als Substantiv gebraucht, nur zur Verwirrung beitragen wird. Ich möchte unter diesen Umständen ernstlich empfehlen, den Ausdruck Eolith zu vermeiden, ebenso wie man auch bisher nicht von Palaeolithen und Neolithen gesprochen hat, sondern von Artefakten oder Manufakten des Palaeolithikums d. h. der palaeolithischen Periode oder des Neolithikums, der neolithischen Periode. So kann man also auch den Begriff Eolith adjektivisch sehr wohl verwenden und in ganz bestimmtem Sinne von einer eolithischen Periode sprechen, die entweder kulturell aufgefasst bei jedem einzelnen Lande verschieden gemeint ist oder besser geologisch aufgefaßt nach einem Musterbeispiel z. B. nach Rutots Auffassung in Belgien auf alle Länder in gleichem Sinne übertragen wird. Die einzelnen Artefaktentypen der verschiedenen Steinzeitepochen aber soll man am besten nur vom anthropologischen Standpunkt nach ihrer äußeren Form, Grad der Vollkommenheit, Zweck u. s. w. unterscheiden und benennen, unabhängig von der jeweiligen Zeitperiode, so wie man auch die Petrefakten vorzugsweise zoologisch, nicht geologisch klassifiziert und benennt. Ein vortreffliches, nachahmenswertes Beispiel eines Versuches einer Klassifikation der Artefakte der eolithischen und allerältesten palaeolithischen Periode finden wir bei Schweinfurth,[1]) der daselbst 58 Typen von „eolitischen Manufakten bei Theben“ unterscheidet, beschreibt und abbildet.

Auf Seite *86* wirft mir Herr Wiegers einen Widerspruch und Unklarheit vor, weil ich das beste der von ihm vorgelegten Stücke, einen Spitzschaber oder Bohrer, der sich auf einer Endmoräne fand, als möglicherweise einer relativ jüngeren Kulturperiode zugehörig ansprach. Aber aus Wiegers' damaligem Vortrage konnte ich als Zuhörer nicht entnehmen, daß, wie er jetzt nachträglich ausdrücklich betont, er in dem Innern einer Blockpackung gefunden wurde, sondern verstand es so, daß er oberflächlich zwischen anderen Geschieben auflagernd sich gefunden habe. In letzterem Falle konnte er, bezw. seine Bearbeitung,

---

[1]) „Steinzeitliche Forschungen in Oberägypten“. Zeitschr. f. Ethnologie. **36.** 1904.

auch allen möglichen späteren Perioden angehören, im ersteren natürlich mußte er auf sekundärer Lagerstätte und älterer Bearbeitung sein. Daß aber grade aus diesem Stück doch nichts bestimmtes über die Zeit und die Kultur der Hersteller entnommen werden könnte, habe ich doch durch den ausdrücklichen Hinweis, daß nach E. KRAUSE grade solche Spitzschaber von den ältesten Kulturperioden, dem Puy Cournien im Obermioän, bis zum Magdalenien im Oberdiluvium gefunden würden, genugsam selbst betont. Aus Palästina habe ich später der deutschen geologischen Gesellschaft[1]) zwei ganz ähnliche Bohrer von der Rephaimebene südlich Jerusalem vorgelegt, die ich dort zusammen mit Chelléentypen auflas und daher geneigt bin, dem älteren Palaeolithikum zuzusprechen. So fällt denn auch WIEGERS' letzte Bemerkung, „H. BLANCKENHON meint also, wir hätten in einer den mittleren geologischen Stufen RUTOTS entsprechenden Schicht die Kulturwerkzeuge einer älteren und einer jüngeren Zeit", in sich zusammen. Für mich galt eben nach dem mündlichen Vortrage WIEGERS jener Fund als Oberflächenfund und nicht zur selben Schicht gehörig wie seine interglazialen Kiese mit den primitiven Artefakten. Im übrigen halte ich im Prinzip für andere Vorkommnisse, z. B. solche in Palästina[2]), ausdrücklich daran fest, daß an der gleichen Fundstätte aus der gleichen Zeitperiode primitive Artefakte, wie sie in Belgien z. B. das Mesvinien charakterisieren, zusammen mit charakteristischen Artefakten-Typen oder sonstigen Kennzeichen des Palaeolithikums oder gar des Neolithikums zusammen auftreten können. Wir dürfen also auf einige Silexformen allein noch keine Zeitbestimmung oder gar stratigraphische Gliederung aufbauen. Diesem grade von mir zuerst wiederholt scharf betonten Standpunkt schließt sich ja auch im Grunde Herr WIEGERS an, so daß also in den wesentlichen Punkten seine Entgegnung gegenstandslos wird.

---

[1]) Diese Zeitschr. Monatsberichte N. 2. 1905. Februar-Sitzung S. *42*.

[2]) Vergl. Protokoll der April-Sitzung der Berliner Anthropolog. Gesellschaft.

// Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 6. **1905.**

4. Protokoll der Juni-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 7. Juni 1905.

Vorsitzender: Herr SCHMEISSER.

Das Protokoll der Mai-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Verlagsbuchhändler E. NÄGELE, Stuttgart,
vorgeschlagen durch die Herren KOKEN, NOETLING und SAPPER;

Herr Bergreferendar EUGEN DIETZ, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren SCHEIBE, RAUFF und SCHMEISSER.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

CAREZ, L.: La Géologie des Pyrénées francaises. Fasc. I. Index bibliographique: Feuilles de Bagonne Saint-Jean-Pied-de-Port, Orthez, Mauléon, Urdos. Mém. p. servir á l'explication de la Carte géol. détaillée de la France. 1903.

—: La Géologie des Pyrénées francaises. Fasc. II. Feuilles de Tarbes et de Luz. Ebenda. 1904.

FOLKMAR, D.: Album of Philippine Types. Christians and Moros. 80 Tafeln. Manila 1904.

HATCH, F. H. and CORSTORPHINE, GEO. S.: The Cullinan diamond. S.-A. a. Transact. Geol. Soc. S. Africa. **8.** 1905.

JENTZSCH, A.: Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen. S.-A. a. Landwirtschaftl. Jahrbücher. 1905.

SPITALER, R.: Periodische Verschiebungen des Schwerpunktes der Erde. S.-A. a. Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. **114.** 1905.

WILCKENS, O.: Die Lamellibranchiaten, Gastropoden etc. der oberen Kreide Südpatagoniens. S.-A. a. Berichten d. Naturf. Ges. Freiburg i. B. **15.** 1905. 8 Taf.

Les prix Nobel en 1902. Stockholm 1905.

Der Vorsitzende legte eine Einladung der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft zu ihrer 88. Jahresversammlung vor, die vom 10.—13. September d. J. in Luzern stattfinden wird.

Herr **R. MICHAEL** sprach über das **Alter der subsudetischen Braunkohlenformation.**

Die Altersbeziehungen der drei verschiedenen, in Oberschlesien und den benachbarten Gebieten Österreich-Schlesiens und Galiziens unterschiedenen Stufen des Tertiärs zu einander harrten bisher der endgültigen Aufklärung, da dieselben bislang nirgends in Aufeinanderlagerung beobachtet worden waren.

Im vergangenen Jahre habe ich bei Untersuchung der fiskalischen Bohrung Zawada bei Orzesche festgestellt, daß die Menilit-führende Abteilung des Karpathen-Oligocän auch in Oberschlesien auftritt und von den marinen Tegeln des Mittelmiocän überlagert wird.[1])

Die Ausdehnung des marinen Mittelmiocän konnte dann weiter nach Westen verfolgt werden; dasselbe reicht im Norden bis in die Gegend von Tost, im Westen sogar erheblich über die Oder hinaus und wurde auch in der fiskalischen Bohrung von Polnisch-Neukirch, 12 km. südlich von Kosel, 50 km südöstlich von Oppeln, angetroffen. Es ist hier durch hellfarbigen Tegel mit zahlreichen Versteinerungen als Mittelmiocän charakterisiert.

Von besonderem Interesse ist bei diesem letzteren Vorkommen die von mir bereits auf der Allgemeinen Versammlung in Breslau kurz gestreifte Tatsache, daß hier die dritte Abteilung des Schlesischen Tertiärs, die subsudetische Braunkohlenformation, in ihrem direkten Lagerungsverhältnis zu dem marinen Mittelmiocän beobachtet werden konnte. Durch Auflagerung auf diesen mittelmiocänen Schichten erwies sie sich als jünger als diese und zwar als Obermiocän.

Die subsudetische Braunkohlenformation ist in letzter Zeit an zahlreichen, z. T. bisher nicht näher bekannten Punkten von mir beobachtet worden (Klettendorf, Krietern, Brockau bei Breslau, Piskorsine, Winzig, Zobten, Schurgast, Frauendorf bei Oppeln, nördlich Hammer bei Ratibor etc.). Sie weist überall die gleichen oder überaus ähnliche Schichtenfolgen auf, die aus einem Wechsel von verschiedenenfarbigen, fleckigen oder geflammten Tonen und Quarzsanden besteht. Das Profil des Obermiocän in Polnisch-Neukirch wird zusammengesetzt aus 11,3 m Diluvium; dann folgen:

von 11—50 m = Quarzsande,
„ 56—66 „ = grünlich-graue und gelbe Tone,
„ 66—68 „ = kalkfreie Glaukonitsande,
„ 68—95 „ = Flammenton,
„ 95—97,60 „ = Braunkohlenton mit lignitischer Braunkohle,
„ 97,60—115 „ = Quarzglimmersande.

Die Schichtenfolge des Obermiocän ist also hier insgesamt 84 m mächtig.

---

[1]) Vergl. diese Zeitschr. 1904, S. 143.

Die gleiche Auflagerung der subsudetischen Braunkohlenformation auf dem marinen Mittelmiocän ist nun in der letzten Zeit im benachbarten Gebiete von mir noch bei zwei weiteren Tiefbohrungen nachgewiesen worden.

Die eine ist die Bohrung von Klein Althammer, bei Jacobswalde, 10 km östlich der Oder, wo die Braunkohlenformation gleichfalls aus einem Wechsel von verschiedenfarbigen Tonen und Quarzsanden besteht und eine Mächtigkeit von 109 m erreicht.

Im einzelnen ist das Profil des Obermiocän folgendes:

0— 28	m	Sand und Kies des Diluvium
28— 32	„	gelber und grünlicher Ton
43— 36	„	Quarzsand
46— 73	„	grünliche und Flammentone
73— 85	„	Quarzsand
85— 90	„	grünlich. Ton
90— 95	„	Quarzsand
95—102	„	grünlich. Ton
102—105	„	Quarzsand
105—113	„	grünlich. Flammenton
113—114	„	Braunkohle
114—131	„	dunkler Braunkohlenton
131—134	„	grünl. Ton
134—137	„	Quarzsand.

Bei 137 m beginnen die hellgrauen Tegel des Mittelmiocän welche bis 246 m Teufe reichen.

Auch hier ist das marine Mittelmiocän durch eine Reihe von Versteinerungen: *Corbula gibba*, *Ostrea cochlear* etc. deutlich charakterisiert. Auf die weiteren Ergebnisse dieser Bohrung komme ich an anderer Stelle zurück.

Die andere Bohrung ist beim Vorwerk Lorenzdorf in der Nähe von Kujau auf dem Besitztum des Herrn Grafen von Tiele Winckler auf Moschen, Kreis Neustadt, niedergebracht worden in der Voraussetzung, abbaufähige Braunkohlenflöze nachzuweisen. Die Bohrung hat auch tatsächlich die Braunkohlen führenden Schichten aufgeschlossen, Braunkohlen selbst aber wurden nur als lignitische Trümmer angetroffen.

In dieser Bohrung ist die Mächtigkeit der obermiocänen subsudetischen Braunkohlenformation eine wesentlich größere; sie beträgt etwa 180 m und setzt sich gleichfalls wiederum aus Quarzsanden und verschieden gefärbten Tonen zusammen, unter denen wieder solche von grüner und grünlicher Färbung vorherrschen.

Mit 200 m Teufe beginnen dann, wie in Polnisch Neukirch und Klein Althammer deutlich erkennbar, die typischen Tegel

des Oberschlesischen marinen Mittelmiocän, welche in ihrer ganzen Schichtenfolge z. T. allerdings nur in Bruchstücken die Versteinerungen führen, welche für das Oberschlesische Mittelmiocän leitend sind.

In den tieferen Schichten dieser Tegel, zwischen 374 und 396 m Teufe, wurde außerdem eine ungemein individuenreiche Fauna gefunden, deren Hauptformen *Cerithium* cfr. *pictum*, *Lithoglyphus*, *Limnocardium*, *Melanopsis* etc. mehr auf Brackwasser hinweisen. Die Tegel werden hier auch dunkler und führen Lignit in zahlreichen Bruchstücken. Augenscheinlich ist die Bohrung unmittelbar an der Basis des marinen Mittelmiocän angelangt.

Das Vorkommen erinnert an ein ähnliches, welches ich gelegentlich der Untersuchung der Tiefbohrung von Przeciszow östlich von Oswiecim in Galizien in 357,90 m — 362 m Teufe an der Basis eines über 300 m mächtigen Tegels im Jahre 1901 beobachtet habe. Unter 11 m Diluvium folgten dort bis 292,60 m grauer Tegel, dann 15,25 m mergl. Sandstein, 22,35 m grauer Tegel, 4,50 m bituminöser Tegel mit Lignit und zahlreichen Gastropoden etc. und 42 m grauer mergliger Sandstein. Bei 404,70 m beginnt das Karbon, in welchem bis 514 m Teufe gebohrt wurde. Herr Quaas, welcher mit der paläontologischen Bearbeitung der Fauna des Oberschlesischen Miocän beschäftigt ist, wird über die genannten Vorkommnisse später berichten. Nach seinen bisherigen Untersuchungsergebnissen, die er mir freundlichst mitteilte, ist allerdings die Fauna von Przeciszow wesentlich jünger, als man für die von Lorenzdorf zunächst nach unseren bisherigen Kenntnissen annehmen muß. Sie ist eine halbbrackische bis Brackwasser-Fauna vom Charakter der sarmatischen Stufe, deren Nachweis durch Herrn Quaas in diesem Teil Westgaliziens von besonderem Interesse ist. Die artenarme, aber individuenreiche Fauna setzt sich vorwaltend zusammen aus *Dreissensia* bezw. *Congeria*-Formen und aus einer *Melanopsis Martiniana* nächst verwandten Art, aus *Neritina* - Spezies und Cerithien, darunter *Cerithium pictum*.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Philippi und Michael.

Herr **R. Michael** sprach über **das Auftreten von *Posidonia Becheri* in der oberschlesischen Steinkohlenformation.**

Zu der nachstehenden Mitteilung werde ich durch zwei Aufsätze von Herrn Frech in Breslau veranlaßt, welche im Central-

blatt für Mineralogie[1]) und im Glückauf[2]) erschienen sind, namentlich durch den Umstand, daß Herr Frech in der letzteren Zeitschrift selbst auf die praktische Bedeutung seiner Entdeckung hinweist und den Rat erteilt, eine Tiefbohrung auf Steinkohlen nicht einzustellen, wenn *Posidonia Becheri* gefunden wird. Er sagt: „Ein Vorkommen dieser Art in einem Bohrkern berechtigt daher in keiner Weise, die Einstellung der Bohrung zu beantragen".

Diese Schlußfolgerung Frechs ist sehr wohl geeignet, in weiteren Kreisen große Verwirrung und folgenschwere Mißverständnisse hervorzurufen, und sie hat auch bereits, wie mir bekannt geworden ist, zu mißverständlichen Auffassungen geführt. Deshalb muß ich derselben entschieden entgegentreten, da sie zunächst für Oberschlesien auf vollkommen unrichtigen Voraussetzungen beruht.

Frech behauptet, daß *Posidonia Becheri* kein Leitfossil mehr für den flözleeren Kulm sei, sondern in das produktive Karbon hinaufgehe. Es erweckt zunächst den Anschein, als ob Frech Beweise dafür hätte, daß die alte, bekannte, bisher in der ganzen Welt dafür gehaltene, überall als solche abgebildete Leitform des flözleeren Kulms tatsächlich in den höheren Stufen des Oberkarbon gefunden worden sei. Dem ist aber nicht so. Frech behauptet lediglich, die Überzeugung gewonnen zu haben, daß die alte *Posidonia Becheri* vom Standpunkte des Paläontologen von der feingerippten, bisher als *Posidonia membranacea* oder *constricta* bezeichneten Art nicht mehr zu trennen sei.

Diese letztere Art führt Frech aus der Sattelflözzone der Königsgrube in Oberschlesien an, und dadurch, daß er die bisher allgemein festgehaltene Unterscheidung dieser Form von *Posidonia Becheri* aufgibt, glaubt er sich zu der Behauptung berechtigt, daß die echte alte *Posidonia Becheri* in das produktive Karbon hinaufgehe und demnach keine Leitform für den Kulm mehr sein könne. Wenn Frech weiter das Einstellen einer Bohrung, in der *Posidonia Becheri* gefunden wird, für unberechtigt hält, so nimmt er damit für Jeden, der sich in seine Schlußfolgerungen hineindenkt, große Gebiete für das flözführende Oberkarbon in Anspruch, die bisher mit Fug und Recht als Unterkarbon galten.

Für Oberschlesien übersieht Herr Frech hierbei aber vollkommen die gewiß doch recht erhebliche Tatsache, daß zwischen den Kulmschiefern von Hultschin und Tost, die *Posidonia Becheri* führen, bis zu dem Auftreten der anders gestalteten

[1]) 1905, No. 7, S. 193. Über das Hinaufgehen von *Posidonia Becheri* in das produktive Karbon.

[2]) 1905, No. 11, S. 351.

Posidonia constricta unter dem (nicht in, wie fälschlich angegeben wird) Sattelflözhorizont eine Schichtenfolge von 4000 m Mächtigkeit vorliegt. In derselben wurden durch die große Zahl von Tiefbohrungen zahlreiche marine Ablagerungen und Versteinerungen festgestellt, aber nirgends ist in dieser ganzen Schichtenfolge eine *Posidonia Becheri* gefunden worden.

In seiner Zusammenstellung führt Frech ferner die alte *Posidonia Becheri* aus dem oberschlesischen Karbongebiet von Golonog in Russisch Polen und Tenczynek in Galizien auf. Beide Vorkommnisse kann ich auch bestätigen, nur mit dem kleinen Unterschied, daß hier tatsächlich Kulm, bezw. flözleeres Unter-Karbon vorliegt. Für Golonog hat Ebert schon vor zehn Jahren darauf hingewiesen[1]), ich selbst nochmals vor 3 Jahren; das Kulm-Vorkommen in Zalas bei Tenczynek habe ich in dieser Zeitschrift 1904, S. 142 erwähnt.

Für Oberschlesien liegt also nicht die mindeste Veranlassung vor, von der bisherigen Annahme abzugehen. Abgesehen davon ist es überhaupt durchaus noch nicht ausgemacht, daß die von Frech als unwesentlich bezw. minimal bezeichneten Abweichungen (Größenunterschied, abweichender Umriß, feinere Anwachsstreifung) nicht doch hinreichend genug sind, um die Trennung der beiden Arten wie bisher aufrecht zu erhalten. Auch die von Herrn v. Koenen kürzlich im Centralblatt aus dem produktivem Karbon erwähnten Posidonien weichen nach seinen eigenen Angaben von den normalen Formen ab.

Auch für Westfalen gilt nach den freundlichen Mitteilungen, die mir Herr Krusch gemacht hat, dasselbe wie für Oberschlesien. Hier sind durch die geologische Landesaufnahme grade die Grenzschichten zwischen flözleerem und produktivem Karbon aufgenommen worden, und nirgends hat sich ein Hinaufgehen der im Kulm dort massenhaft verbreiteten *Posidonia Becheri* in die höheren Schichten gezeigt.

Herr Frech spricht weiterhin im „Glückauf" noch den Gedanken aus, daß mit dem tieferen Hinabgehen der Bohrungen die Bedeutung der Leitversteinerungen eine immer größere werde. Auch diese Behauptung ist nicht stichhaltig, denn gerade die langjährige, systematische Einzeluntersuchung von Bohrprofilen lehrt uns im Gegenteil, daß eine Gliederung und Altersbestimmung auf vereinzelte Versteinerungen durchaus nicht immer möglich ist und daß es gerade bei Bohrkernen des genauesten Studiums aller Charak-

---

[1]) Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1895 S. 113. — Die Gliederung der oberschlesischen Steinkohlenformation. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1902. S. 335.

tere, insbesondere auch der Gesteinsbeschaffenheit bedarf, um die Schichten mit Sicherheit wieder zu erkennen. Wo in Oberschlesien bis jetzt in Tiefbohrungen Kulm nachgewiesen ist, ist dies stets unter Berücksichtigung aller Momente erfolgt, zu denen in einem Falle, an den Herr Prof. FRECH vielleicht gedacht haben mag, das Vorkommen von *Posidonia Becheri* für die Altersbestimmung als weiterer Beweis zu den bereits vorhandenen hinzugekommen ist.

Für Oberschlesien bleibt die echte *Posidonia Becheri* auf das flözleere Unterkarbon beschränkt, und ich muß dringend davor warnen, in den jetzt genau bekannten Verbreitungsgebieten des Kulm Geld für Steinkohlenbohrungen aufzuwenden, sofern nicht blos wissenschaftliche Zwecke mit der Bohrung verfolgt werden sollen.

Aber selbst wenn, was allerdings bis jetzt noch nirgends der Fall ist, die echte *Posidonia* irgend wo einmal in vereinzelten Exemplaren im Oberkarbon gefunden werden sollte, so würde das niemals zu den weittragenden Schlußfolgerungen berechtigen, auf die FRECH mit seiner Mitteilung hinweisen will. Es würde dann höchstens der gleiche Fall vorliegen wie mit *Walchia*, die vereinzelt sich auch schon im produktiven Karbon gezeigt hat, aber dennoch nach wie vor unbedingt charakteristisch und leitend für das Rotliegende bleibt.

Herr **OTTO JAEKEL** sprach **über die Ursache der Eiszeiten.**

Die oft mit neuen Gesichtspunkten wiederholten Versuche, als Ursache der Eiszeiten tellurische Vorgänge zu ermitteln, sind bisher immer noch auf unüberwindliche Bedenken gestoßen. Geht man auf Faktoren, wie vulkanische Tätigkeit, Verschiebungen von Kontinentalgrenzen oder Meeresströmungen zurück, so widerspricht solchen lokalen Ursachen die außerordentlich große Verbreitung der glacialen Phänomene, und nimmt man beispielsweise Änderungen in der Axenstellung der Erde als Ursachen an, so zeigt sich, daß die Verbreitung der Glacialgebiete die angenommene Verschiebung des Nordpols nicht bestätigt.

So ist man in neuerer Zeit mehr und mehr bemüht, die Ursachen der irdischen Eiszeiten in kosmischen Vorgängen zu suchen. Hierbei kommen einerseits Unregelmäßigkeiten in der planetaren Bewegung der Erde in Betracht, wie namentlich die periodischen Dehnungen der Erdbahn von einem Kreise zu einer Ellipse und die dabei verursachten stärkeren Entfernungen der Erde von der Sonne. Aber die hierbei gewonnenen Werte sind sehr gering, und über ihre Folgen für die Temperatur der Erde

gehen die Ansichten diametral auseinander. Ein kürzlich unternommener Versuch von Max Hildebrandt[1]), alle diese Faktoren mit Änderungen der Ekliptikschiefe und lokalen Faktoren auf der Erde zu kombinieren, befriedigt deshalb wenig, weil die Annahme einer Kombination vieler Möglichkeiten deren Wahrscheinlichkeit nicht hebt und uns die zwei großen Glacialperioden der Erde im Perm und im Diluvium so klar als isolierte Tatsachen und nicht als Superlative häufig wiederkehrender Vorgänge erscheinen.

Nun hat Eugen Dubois[2]) daraus eine erhebliche Abnahme der Wärmezufuhr auf der Erde hergeleitet, daß er annahm, daß die Erde zur Zeit der diluvialen Eiszeit aus der Phase der Weißgluthitze in die der Gelbgluthitze übergetreten sei. Aber dieser Annahme stehen, abgesehen von der Unwahrscheinlichkeit ihrer physikalischen Voraussetzungen bezüglich des Sonnenlichtes und seiner Wirkungen, die beiden Tatsachen gegenüber, daß bereits im Perm eine homologe Abkühlungsphase eintrat und daß ferner diese sowie die diluviale eben nur vorübergehende Erscheinungen waren. In populär geschriebenen, aber leider von sehr vielen Mißverständnissen erfüllten „Gedanken über die Eiszeiten, ihre Ursachen, ihre Folgen und ihre Begleiterscheinungen“ von Aug. Zöppritz (Dresden 1903) fand ich bei Niederschrift dieses Vortrages eine Ansicht erörtert, die einer ebenfalls populären Kosmogonie von Ph. Spiller (Berlin 1870) entnommen ist. Derselbe nimmt an, daß die jedesmalige Absonderung eines neuen Planeten von der Sonne deren Anziehungskraft so verringert habe, daß die schon vorhandenen Planeten sich um einen entsprechenden Betrag von der Sonne entfernten, also „plötzlich“ weiter in den kalten Weltraum hinausgeschleudert wurden. Zöppritz exemplificiert daraus, daß die Abschleuderung der Venus eine erste (gemeint ist wohl die permische) und die Abschleuderung des Merkur die zweite, diluviale Eiszeit auf unserer Erde verursacht habe. Spiller sowohl wie Zöppritz gehen dabei von der längst aufgegebenen Vorstellung aus, daß die Eiszeit urplötzlich, gewissermaßen über Nacht eingetreten sei, und glauben für die Entstehung der Planeten eine entsprechende Plötzlichkeit annehmen zu können, was wohl auch weder mit den älteren noch mit den neueren Ansichten über die Entstehung des Weltalls in Einklang zu bringen ist. In keinem Falle würde sich dabei die Tatsache erklären, daß die Abkühlung der Erde, auf die die Eiszeiten hindeuten, vorübergehende Vorgänge in der Erdgeschichte waren,

---

[1]) Untersuchungen über die Eiszeiten der Erde, ihre Dauer und ihre Ursachen. Berlin, L. A. Kuntze 1901.

[2]) Über die Klimate der geologischen Vergangenheit.

d. h. also nach ihnen wieder normale klimatische Verhältnisse eintraten, die wohl von den präglacialen nicht erheblich verschieden waren, da wir sonst schärfere Unterbrechungen im Charakter der Landtierfaunen beobachten müßten.

Unabhängig von diesen mir erst nach meinem Vortrage bekannt gewordenen Ideen war ich, von der Erwägung ausgehend, daß jeder Sonnenfleck schon Störungen unserer Wärmezufuhr verursacht, zu der Ansicht gelangt, daß demnach die Absonderung eines Ringes und dessen Konzentration zu einem Planeten bei unserer Erde, z. B. bei Entstehung der Venus und des Merkur, vorübergehende, sehr erhebliche Verringerungen der Wärmezufuhr herbeigeführt haben müßte. Da wir nun nach unserer jetzigen Kenntnis zwei große Eiszeiten in der Erdgeschichte feststellen konnten, so liegt es nahe, die permische als die Geburtsstunde der Venus, die diluviale als die des Merkur anzusehen.

Indessen möchte ich dieser Folgerung zunächst keine prinzipielle Bedeutung für die obige Hypothese beimessen, da über die Existenz eines kleinen erdnächsten Planeten, des Eros, wohl keine Bedenken mehr obwalten können, und dieser wahrscheinlich nur ein Trümmer eines größeren zerfallenen Planeten ist, und von astronomischer Seite mit der Möglichkeit gerechnet worden ist, daß die Sonne auch nach dem Merkur noch einen kleinen Planeten abgesondert haben könnte. Nach dieser Annahme wäre unsere letzte Eiszeit mit diesem letzteren Vorgange und die permische mit der Absonderung des Merkurs in Beziehung zu bringen. Die in diesem Falle bei der Bildung von Venus und Eros anzunehmenden Temperaturverringerungen auf der Erde brauchten bei deren damaliger Eigenwärme und dichteren Atmosphäre keine Vereisung herbeigeführt zu haben, sondern nur eine stärkere Abkühlungsphase, deren Spuren vielleicht in dem Leben und der Entwicklungsgeschichte der Organismen von einschneidender Bedeutung waren, aber greifbare Spuren nicht hinterließen. Indessen würde auch hier daran zu erinnern sein, daß von australischen Geologen die Möglichkeit einer kambrischen Eiszeit betont wurde.

Was den Vorgang selbst anbetrifft, so stelle ich mir vor, daß die Ringbildung allmählich eintrat, und die stärkste Abschwächung der Sonnenstrahlung erfolgte, als der stärker abgekühlte Ring in freier Form die Sonne verdunkelte. Für die in neuerer Zeit ja für ziemlich unerheblich angesehenen Schwankungen in der Ausdehnung des diluvialen Inlandeises würden zunächst tellurische Faktoren, wie die oben erwähnten, in Betracht zu ziehen sein, die für sich allein das ganze Phänomen zu erklären nicht geeignet schienen. Würde man denselben aber selbst diese

erheblich geringe Bedeutung nicht zuerkennen wollen, so würde in Erwägung zu ziehen sein, ob der Vorgang der Ringbildung an der Sonne und dessen schließliche Konzentration zu einem Planeten nicht auch Phasen bieten könnte, die zeitweise Verringerungen des ganzen Störungsphänomens im Gefolge hätten. Die neueren Untersuchungen über den Zustand und die Ausstrahlung der Sonne haben so wesentliche Modifikationen der bisherigen Ansichten bedingt, daß ich nicht wage, mir aus denselben ein klares Bild der Ringbildung vorzustellen, aber hofle, daß die Astrophysiker auch die hier berührte Möglichkeit in den Kreis ihrer Erwägungen ziehen.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Philippi, Jaekel, Herrmann.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Schmeisser. Joh. Böhm. E. Philippi.

Briefliche Mitteilungen.

---

18. Bemerkungen zum Karstphänomen.

Von Herrn Friedrich Katzer.

Sarajevo, den 3. Juni 1905.

I.

Bodensenkungsdolinen.

In seiner ausgezeichneten Monographie des Karstphänomens, welche zu den wertvollsten Heften von Pencks bekannten „Geographischen Abhandlungen“ [1]) zählt, hat sich J. Cvijić bei der Erörterung der Dolinen zum ersten Mal mit jenen Dolinenbildungen näher befaßt, welche nicht im festen Fels, sondern im lockeren Erdreich entstehen. Er nannte sie (S. 35, 251) „Schwemmlanddolinen“ oder „alluviale Dolinen“. Besser als diese beiden Bezeichnungen würde jedoch nach meiner Meinung die Benennung: Bodensenkungsdolinen dem Wesen der bezüglichen Einsenkungen entsprechen, welches darin besteht, daß das Erdreich, welches sich über einer zur Schlotbildung neigenden Unterlage ausbreitet, in einen solchen unterirdischen Hohlraum einsinkt, was zwar nicht auf einmal bis zur ganzen Tiefe der späteren Doline, aber doch ruckweise vor sich geht.

Derartige Bodensenkungsdolinen sind in den verkarsteten Gebieten Bosniens überall vorhanden, wenn auch nicht sonderlich häufig. Man trifft sie sowohl auf den Matten der Hochgebirge als auf den grasbedeckten Flächen des Mittelgebirges und Hügellandes, meist auf Kalk, aber auch auf Gips. Eine Vorbedingung ihrer Entstehung scheint nebst der mäßig geneigten oder ebenen Bodenbeschaffenheit das Vorhandensein einer Vegetationsdecke zu sein, deren verfilztes Wurzelwerk dem Erdreich jene Festigkeit verleiht, die ausreicht, um es über einer Schlotmündung eine Zeit lang im Zusammenhang schwebend zu erhalten.

Die schönsten Bodensenkungsdolinen sah ich auf meinen geologischen Wanderungen bei Mustavčići im wenig über 200 m hohen Hügelland rechtsseits des Flüßchens Tinja velika östlich von Gračanica, wo Leythakalk von einer dünnen Decke aufgelöster sarmatischer Mergel bedeckt wird; ferner in der Senke (Polje) südöstlich von Lužci Palanka (NO von Petrovac in Nordwestbosnien) in rund 380 m Seehöhe, dann bei Djedindol SO von Fojnica in beiläufig 800 m und auf der Jahorina planina

---

[1]) 5. H. 3. Wien 1893.

in 1850 m Seehöhe, hier überall im zusammengeschwemmten Erdreich auf Triaskalkuntergrund. Bei Mustavčići sind die sarmatischen Mergel bebaut, und ich sah dort neben einander auf einem Stoppelfelde zwei scharfrandige, je ziemlich 1 m tiefe Bodensenkungsdolinen, die, nach dem Halmstand zu urteilen, in der Zeit zwischen der Aussaat und der Ernte, wenn nicht entstanden, so doch durch Nachsackung erweitert und vertieft worden sein müssen. Bei Tukbobija im Polje von Lužci Palanka war ich vom Zufall so begünstigt, vor meinen Augen eine Bodensenkungsdoline entstehen zu sehen.

Da Cvijić bei emsigster Benützung der Literatur nur einen Fall anführt, in welchem die Einsinkung einer „alluvialen" Doline direkt beobachtet wurde, worüber aber nicht der Beobachter selbst, sondern etwas später (im Jahre 1876!) A. Fortis berichtete, so dürfte es gerechtfertigt sein, wenn ich die näheren Umstände meiner Wahrnehmung mitteile.

Die 12 km lange und bis 3 km breite Karstwanne von Lužci Palanka, wiewohl im Südosten durch eine Bruchlinie begrenzt, ist, wie alle Poljen, wesentlich eine Erosionshohlform, deren ebener Boden nur Höhendifferenzen bis höchstens von 10 m aufweist, aber dennoch viererlei verschiedene Abdachungsrichtungen besitzt. Die in den einzelnen Schluckschlünden (Ponoren) ausbeißenden Kalksteinschichten des Poljeuntergrundes fallen unter mittleren Winkeln (30—45°) nach 2—3 h ein, sodaß die Längsachse des Polje beiläufig dem Schichtenstreichen entspricht. Die den Poljeboden ausebnenden Alluvien sind, wie an den mehrfach daraus auftauchenden Kalkschichtenköpfen ersichtlich ist, von etwaigen lokalen Ausnahmen abgesehen, nur wenig mächtig. Der größte Teil des Polje pflegt vom November bis April überschwemmt zu sein, jedoch kommen auch im Sommer nach heftigen Regengüssen partielle Inundationen vor. Der ganze Poljeboden ist nur mit Wiesen und Hutweiden bedeckt, da angeblich Getreide oder sonstige Feldfrüchte darauf nicht gedeihen. Die am häufigsten und am längsten überschwemmten Niederungen sind teilweise vermoort, und an solchen Stellen entsteht auch Sumpferz, welches zu unbedeutenden Schürfungen Anlaß gab.

Am 16. Oktober 1901 ging in den Vormittagsstunden ein wolkenbruchartiger Regen nieder, wodurch die tiefen Abschnitte des Polje bei Tukbobija unter Wasser gesetzt wurden. Nachdem mittags Aufheiterung eingetreten war, waren bis zum Abend von den großen Wasserflächen nurmehr einzelne kleine Lachen übrig geblieben. Als ich gegen 5 Uhr nachmittags von Tukbobija gegen Mehmedagići ritt, entstand in der Nähe der Kôte 377 der Karte, links vom Wege, wenige Schritte vor mir, auf einer regen-

feuchten, vormittags aber wahrscheinlich überschwemmt gewesenen Stelle eine Doline.

Mit einem Ruck sank eine kreisrunde Rasenfläche von annähernd 2 m Durchmesser ca. 40 cm tief, in der Mitte etwas mehr als an den Rändern, ein. Das diesen Vorgang begleitende Geräusch war geringfügig, fast nur bewirkt durch das Zerreißen des verfilzten Rasens und den Nachfall einiger Erdschollen. Die Umrandung der entstandenen Doline war nahezu vertikalwandig und scharf, jedoch von mehreren, den Einbruch stückweise begleitenden Parallelrissen durchzogen. Auch am Rande des abgesunkenen Dolinenbodens war durch Risse eine Loslösung unregelmäßiger Schollen angedeutet.

Meine Begleiter waren von der Dolinenbildung durchaus nicht überrascht, sondern behaupteten, die gleiche Erscheinung, welche im Frühjahr und Herbst garnicht selten sei, schon öfters beobachtet zu haben. Die Dolinen seien meist größer, manchmal auch kleiner und gewöhnlich tiefer als die von mir gesehene. Die Inundation des Polje wirke auf die neugebildeten Dolinen verschiedentlich: Einige werden unter der Wasserbedeckung mehr weniger ausgeebnet, indem die Ränder verwischt sowie die Böschungen abgeflacht werden und am Boden sich Sediment ablagert. Sie bilden dann mit Vegetation überwucherte Unebenheiten von verschwommen kreisrundem Umriß im Poljeboden, deren Entstehung aus einer Bodensenkungsdoline nicht immer sicherzustellen ist. Andere vertiefen und erweitern sich durch fortschreitende Bodensenkung entweder schon während der Wasserbedeckung und bleiben auch noch nach Austrocknung des Polje eine Zeit lang Tümpel, oder aber die Einsenkung erfolgt erst nach dem Rückzug des Wassers, in welchem Falle sehr scharfkonturierte Bodensenkungsdolinen entstehen.

Zu den gegenständlichen Ausführungen Cvijićs möchte ich mir noch die folgenden Bemerkungen erlauben.

Bodensenkungsdolinen können, besonders wenn sie durch excentrisch situierte, sekundäre Dolinen ungleichmäßig vertieft wurden und ihre scharfe Umrandung eingebüßt haben, große Ähnlichkeit mit verstürzten und mit Schwemmland vertragenen, früher offenen Schlotmündungen erlangen. Beide Hohlformen müssen aber als genetische Gegensätze streng auseinander gehalten werden. Ein wohl in den meisten Fällen ausreichendes Unterscheidungsmerkmal dürften die gleichmäßigen Böschungen der primären Bodensenkungsdolinen abgeben, da verstopfte Schlotmündungen eine rundum gleichmäßige Abböschung kaum je besitzen.

Die Angabe Cvijić s[1]), daß Bodensenkungsdolinen nur dort vorkämen, wo auf dem Kalkstein eine mächtige Decke von Schutt, Sand oder Eluvium aufruhe, ist dahin richtig zu stellen, daß diese Bedeckung im Gegenteil nicht mächtig sein darf. Denn wäre die Decke sehr mächtig, dann würde der Einbruch in den Schlot infolge der Volumvergrößerung des hereinbrechenden Materiales eine Beeinflussung der Oberfläche entweder garnicht bewirken, oder es würde sich vielleicht eine flache Eintiefung, aber keine Bodensenkungsdoline bilden.

2.
Unterirdische Dolinenbildung.

Für die gegenüber der Einsturztheorie hauptsächlich durch Cvijić zur Anerkennung gebrachte Erklärung der Dolinenentstehung durch allmählige chemische Zersetzung und Auflösung des Kalksteines gibt es kaum einen überzeugenderen Beweis als die unterirdische Dolinenbildung, deren jeder sichergestellte Fall Beachtung verdient. Zwei schöne Beispiele, die ich in den braunkohleführenden oligomiocänen Süßwasserablagerungen von Banjaluka und Kamengrad in Nordwest-Bosnien beobachtet habe, möchte ich umsomehr zur Mitteilung bringen, als sich dabei zugleich Gelegenheit bietet, die chemische Beschaffenheit der bezüglichen, Dolinen tragenden Kalkgesteine näher in Betracht zu ziehen.

Im Jahre 1900 wurde in dem, an der westlichen Peripherie der Kreisstadt Banjaluka befindlichen landesärarischen Kohlenbergbau beim Abbau in ungefähr 35 m Tiefe unter der Tagesoberfläche eine Doline durchörtert, die ich (am 24. August g. J.) besichtigen konnte. Die trichterförmige Doline war im Liegendmergel des Kohlenflözes entstanden und teilweise mit dem lettigen Residuum des zersetzten Mergels und mit Kohlenbrocken erfüllt. Das Kohlenflöz war in die Doline nachgesunken und dabei zerbröckelt und zerrieben worden. Von den Hangendmergeln waren nur die unmittelbar auf dem Flöz auflagernden Schichten ebenfalls verbrochen, die höheren Bänke z. T. eingebogen, aber sonst intakt.

Die Entstehung dieser unterirdischen Doline ist völlig klar. Die braunkohleführenden oligomiocänen Schichten von Banjaluka sind in dem Ablagerungsabschnitt, in welchem zur Zeit der Bergbau umgeht, flach nach Südosten geneigt und werden von meist nach Westen, jedoch auch nach Osten steil einfallenden Klüften durchsetzt. Das auf den Schichtfugen zusitzende Wasser benützt vorzugsweise diese Klüfte zur Einsickerung in die Tiefe und ver-

[1]) a. a. O. S. 257.

ursacht entlang derselben eine Aufweichung und Auflösung des Liegendmergels. So entsteht im Mergelkalk unter dem wenig permeablen Kohlenflöz als erster Ansatz der späteren Doline zunächst wohl nur ein geringer Hohlraum mit von seinen Wänden und seinem Grunde in die Tiefe verlaufendem Zersetzungskegel. In diesem wirkt das weiter zusickernde Wasser fortan umso stärker auflösend, als dem Kohlenflöz entstammende Säuren seine zersetzende Kraft wesentlich erhöhen müssen. Und wenn dann der mit dem Lösungsresiduum des Mergels ausgefütterte Dolinenhohlraum eine gewisse Größe erlangt hat, bricht das ihn überdeckende Kohlendach zusammen und sackt, jemehr die Doline wächst, desto tiefer in dieselbe nach. Auf diese Weise entsteht schließlich eine unterirdische Doline, welche im Laufe der Zeit durch Abtragung der über sie hinwegsetzenden Hangendschichten zu einer Oberflächendoline werden kann.

Einen solchen tatsächlichen Fall illustriert vortrefflich eine Doline bei Umci in der Kamengrader Braunkohlenablagerung nordwestlich von Sanskimost. Die dortigen oligomiocänen Süßwassergebilde lassen sich, wie ich schon an anderer Stelle zu bemerken Gelegenheit hatte[1]), in drei Stufen gliedern: unten meist rote Konglomerate und Sandsteine, darüber hellgelbe bis weiße plattige Süßwasserkalke und Mergel und zu oberst hellgraue, gelb verwitternde Letten. Die mittlere Stufe führt die Hauptkohlenflöze und liegt den die Ablagerung umrandenden Triaskalken und Dolomiten vielfach unmittelbar auf, da die liegendste Konglomerat- und Sandsteinstufe blos eine örtliche Entwicklung besitzt.

Diese direkte Auflagerung der kohlenführenden Süßwasserkalke und Mergel auf Triaskalken findet auch bei Husumovci und Umci statt (6 km westlich von Sanskimost, südlich von der nach Krupa führenden Straße), wo das Binnenland-Oligomiocän nur eine geringmächtige Decke auf der Trias bildet. Das 1 bis 2 m starke Kohlenflöz lagert in unbedeutendem Abstand über dem Grundgebirge und fällt mit seinen Begleitschichten flach nach Nordost bis Nord ein. Diese flache Lagerung ist der Grund, weshalb das Flöz dort, wo seine Hangendschichten abgetragen sind, in größeren Erstreckungen offen am Tage liegt. Dies ist der Fall westlich bei Umci am Aufstieg zum alten Friedhof und bei diesem selbst, wo Kohle und Erdbrandgesteine in größerer Entblößung ausbeißen, sowie einige hundert Meter weiter nördlich im Riede Stražište, beim Hause des Mile Stupaš, wo das offen liegende Kohlenflöz eine Doline umrandet, welche es einstmals als Dach bedeckt haben muß. In der Kohle kann sich die Doline

[1]) Centralblatt f. Mineralogie etc. 1901, S. 230.

nicht gebildet haben, sondern sie entstand zweifelsohne in den Mergeln im Liegenden des Flözes unterirdisch. Ob nun der Verbruch der Kohle schon stattfand, als die Hangendschichten noch intakt waren. oder ob die Nachsackung in den Dolinenhohlraum erst erfolgte, als die Deckenschichten fast bis zum Flöz abgetragen waren: — in jedem Falle wurde die ursprünglich unterirdische Doline erst durch die Erosion des Flözhangenden zu einer Oberflächendoline.

Da die Mergel der Kamengrader oligomiocänen Binnenlandablagerung bei Umci, Husumovci, Demisovci, Pobrježe, Zdena u. s. w. in ganz gleicher Weise mit Dolinen besät sind, wie das benachbarte Triaskalkplateau von Husumovci, Dabar und Djedovača, so zwar, daß es an der Formationsgrenze südlich von Umci mehrmals vorkommt, daß von zwei nebeneinander liegenden Dolinen die eine dem grauweißen, dichten, splittrigen, zähen Triaskalk, die andere dem jungtertiären milden Süßwassermergel angehört, ohne daß sich in der Form und in den Dimensionen der Dolinentrichter irgend ein Unterschied auffällig bemerkbar machen würde, so schien es mir von Wichtigkeit, die chemische Beschaffenheit dieser im geologischen Alter und Aussehen so sehr verschiedenen, aber trotzdem in völlig gleicher Weise der Dolinenbildung unterliegenden Kalkgesteine festzustellen. Es wurden die folgenden Gesteinsproben analysiert.

1. Triaskalk südöstlich von Umci in unmittelbarer Nähe der Tertiärauflagerung.

2. Gelblicher, muschlig brechender, oligomiocäner Süßwassermergel von Umci, benachbart dem Triaskalk 1.

3. Oligomiocäner weißer, dichter Süßwasserkalk vom Plateau nordwestlich bei Pobrježe.

Die Analysen führten (in derselben Reihenfolge) zu den nachstehenden Ergebnissen:

	1.	2.	3.
Hygrosk. Wasser bei 110° C	0.56 %	1.85 %	1.12 %
Unlöslicher Rückstand (ausgeglüht)	1.54 „	22.36 „	10.58 „
Kohlensaurer Kalk	93.96 „	68.80 „	81.70 „
Kohlensaure Magnesia	3.10 „	Spur	1.40 „
Eisenoxyd und Tonerde . .	0.59 „	3.22 „	2.74 „
	99.75 %	96.23 %	97.54 %

Die Gesteine 2 und 3 enthalten relativ viel Bitumen und etwas Phosphorsäure, die nicht bestimmt wurden. Der unlösliche Rückstand besteht bei allen drei Gesteinen wesentlich aus Tonerdesilikaten, bei den Gesteinen 2 und 3 wird ein bemerkenswerter

Anteil der Silikate unter Abscheidung von flockiger Kieselsäure von Salzsäure zersetzt.

Wie hieraus ersichtlich, weist die chemische Beschaffenheit der Kalkgesteine, welche die mit Dolinen besäeten Plateaux nordwestlich von Sanskimost aufbauen, sehr bedeutende Unterschiede auf. Der Triaskalk ist ein etwas dolomitischer, sonst aber reiner Kalkstein; die oligomiocänen Kalkgesteine dagegen sind durch tonige Beimengungen stark verunreinigt und insbesondere jenes von Umci (2) ist ein verhältnismäßig sehr tonreicher Kalkmergel.

Diese Analysen lehren, daß, soweit bei der Verkarstung von Kalkgebirgen Dolinenbildung in Betracht kommt, die Zusammensetzung der betreffenden Kalksteine eine in weiten Grenzen verschiedene sein kann und daß die landläufige Behauptung von der Reinheit der zur Verkarstung neigenden Kalksteine jedenfalls nicht uneingeschränkt zutreffend ist. Wichtiger als die chemische Beschaffenheit der Kalksteine sind für die Dolinenbildung offenbar andere Voraussetzungen, wie zunächst anscheinend die mäßig geneigte oder schwebende Lagerung der bezüglichen Kalkschichten.

3.

Einheitliches „Karstwasser" oder getrennte Karstgerinne?

In seiner viel wertvolles Beobachtungsmaterial verarbeitenden „Karsthydrographie"[1]) hat Dr. A. Grund eine Theorie aufgestellt, die zur befriedigenden Erklärung aller hydrographischen Vorgänge in verkarsteten Gebieten ausreichend sein soll. Diese Theorie ist in der Tat sehr einfach und dadurch wohl geeignet für sich einzunehmen. Sie besteht im wesentlichen darin, daß im Karstgebirge ein dem Grundwasser im engeren Sinne analoges und denselben Bewegungsgesetzen unterliegendes „Karstwasser" angenommen wird, aus dessen Stau- und Strom-Verhalten[2]) sich die mannigfaltigen Erscheinungen der Karsthydrographie ergeben sollen. Diese Theorie hat in Geographenkreisen anscheinend viel Anklang gefunden, was jedenfalls zu ihrer weiteren Prüfung anregen wird. Als ein Beitrag in dieser Richtung möge die folgende

---

[1]) Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien. A. Pencks Geograph. Abhandlungen 7. Heft 3. Leipzig 1903.

[2]) Grund hält diese beiden Begriffe zwar richtig auseinander, ohne aber die von H. Hoefer begründeten, prägnanten Termini konsequent dafür anzuwenden. Das Karstwasser ist nach seiner Definition (a. a. O. S. 172) „das fließende Grundwasser" — also der Grundwasserstrom — des Karstes.

Mitteilung von sich aufdrängenden Bedenken gegen die Theorie an sich, als gegen ihre Begründung und Anwendung aufgefaßt werden.

Bekanntlich ist das Tiefenwasser (Grundwasser im weiteren Sinne) bei der Diskussion der Karsterscheinungen, wenn man es auch nicht „Karstwasser" nannte, doch niemals ganz außer Betracht gelassen worden[1]); nur schrieb man ihm, nebst dem allgemeinen, die Speisung der unterirdischen Karstgerinne betreffenden, in Bezug auf bestimmte karsthydrographische Erscheinungen lediglich einen örtlichen und beschränkten Einfluß zu. Ich finde nun in Grunds Darlegungen keinen zwingenden Beweis dafür, daß diese Auffassung unzulässig wäre und durch jene andere ersetzt werden müßte, wonach das Steigen und Fallen eines unter weiten Karstflächen kontinuierlich hindurchziehenden Grundwasserstromes die karsthydrographischen Erscheinungen bewirke. Ein Beweis, daß diese letztere Auffassung die richtigere sei, könnte nur aus eindeutigen, entsprechend lang betriebenen hydrographischen Beobachtungen und Messungen abgeleitet werden, die auch eine Vorbedingung jeder bezüglichen Theorie bilden müssen, wenn diese nicht auf reiner Spekulation beruhen soll.

Schon die Annahme, daß das Tiefenwasser im geschichteten und verschiedentlich gestörten klüftigen Kalkgebirge sich in seinen Bewegungen ebenso verhalten könne, wie ein Grundwasserstrom im engeren Sinne, muß Widerspruch erwecken, zumal wenn die offenen Klüfte wirklich blos 2 bis 6 pro Mille des Volums des Kalksteines ausmachen würden.[2]) Allerdings bleibt diese Schätzung sehr beträchtlich hinter der Wirklichkeit zurück, da selbst bei innerlich zertrümmerten, dem Auge jedoch kompakt erscheinenden Kalksteinen auf die Haarspalten, je nach ihrer Menge, bis ein Sechstel des Kalksteinvolums entfällt, welches Verhältnis bei den makroskopischen Klüften und Schichtenfugen, deren Bedeutung für die unterirdische Wasserzirkulation doch nicht außer acht gelassen werden darf, ebenfalls in die Prozente gehen kann.

Angenommen jedoch, das „Karstwasser" würde sich tatsächlich dem Grundwasserstrom im engeren Sinne analog verhalten, nur daß es enorm größeren Schwankungen unterliegen würde, dann müßten vor allem die karsthydrographischen Vorgänge mit dieser Supposition im Einklang stehen. Das ist aber durchaus nicht immer der Fall.

Betrachten wir, anstatt zahlreicher anderer, nur das eine Beispiel des oben (in der ersten Notiz) erwähnten Polje von

---

[1]) Vergl. z. B. Cvijić: Das Karstphänomen, S. 21 (237).
[2]) a. a. O. S. 177.

Lužci Palanka und Tukbobija in Nordwestbosnien etwas näher.

Der ebene Boden dieses Polje, welches kein Senkungsfeld ist, sondern tatsächlich nur an eine einseitige Bruchlinie anschließt,[1]) hat an den tiefsten Stellen eine Seehöhe von ungefähr (genaue Messungen liegen nicht vor) 370 m, im Mittel eine solche von 380 m. Rund um das Polje entspringt eine sehr große Anzahl von Quellen und zwar durchwegs in relativen Höhen von 20 bis 40 m über dem Poljeboden. Alle diese Quellen unterliegen zwar Ergiebigkeitsschwankungen, spenden aber auch bei größter Dürre das ganze Jahr hindurch Wasser, z. T. in beträchtlicher Menge. Nur ein Höhlenwasser bei Praštala im Poljeboden selbst versiegt im Sommer, oft schon früher, ehe das im Winter überschwemmte Polje noch ganz trocken geworden ist.

Ich finde keine Möglichkeit, diese Tatsachen mit Grunds Theorie in Einklang zu bringen. Nach derselben sollte die winterliche Überschwemmung des Polje durch das Ansteigen des „Karstwasserspiegels“ über den Poljeboden, die sommerliche Austrocknung durch das Herabsinken desselben unter die Poljesohle bewirkt werden, weil man doch nicht annehmen kann, daß der Theorie widersprechende Fälle etwa Ausnahmen sind, auf welche sie keine Anwendung hat. Das Höhlenwasser von Praštala müßte nach der Theorie den längsten Bestand haben, während die Quellen in der Umrandung des Polje, wenn ein Zusammenhang zwischen ihnen und dem hypothetischen einheitlichen „Karstwasserspiegel“ bestünde, längst früher versiegen müßten, ehe noch das viele Meter tiefer gelegene Polje ausgetrocknet wäre. Man sieht, daß das wirkliche Verhalten ein den theoretischen Forderungen grade entgegengesetztes ist, aber nicht nur in den erwähnten, sondern auch in anderen Belangen, so z. B. wenn behauptet wird, „daß in periodisch inundierten Poljen die Karstquellen und Ponore stets einseitige Verteilung aufweisen, so zwar, daß auf der einen Seite die Quellen, auf der entgegengesetzten die Ponore liegen“[2]). Im Polje von Tukbobija befinden sich die Schluckschlünde sowohl inmitten als am Rande des Polje und die Quellen in ziemlich gleicher Verteilung rundherum. Übrigens entbehrt diese Behauptung auch bezüglich anderer Poljen Bosniens und der Herzogovina der Begründung.

Dasselbe gilt von mehreren sonstigen, aus der hypothetischen Universalrolle des „Karstwasserstromes“ abgeleiteten Anschauungen, insbesondere von jenen über die Quellen im Kalkgebirge, über

[1]) Vergl. a. a. O. S. 193.
[2]) a. a. O. S. 182.

ihr Verhältnis zu Ponoren und Karstflüssen, über die Inundation der Poljen u. s. w., worauf einfach hingewiesen zu haben genügen mag, weil es in konkreten Beobachtungsfällen häufig unschwer ist festzustellen, daß dieselben nicht durch einen einheitlichen, ausgedehnten Erstreckungen des Kalkgebirges gemeinsamen „Karstwasserstrom“ bewirkt sein können.

Jedenfalls ist die bisherige Auffassung der Karsthydrographie, welche selbstverständlich niemand, der karsthydrographische Beobachtungen zu machen in der Lage ist, als einfache unterirdische Kopie obertägiger Flüsse ansehen wird, durch GRUNDS Theorie keineswegs abgetan; vielmehr dürfte die Ermittlung des Bestandes und gegenseitigen Zusammenhanges der unterirdischen Karstgerinne nach wie vor die wichtigste Aufgabe der Karsthydrographie bleiben.

---

19. Zur Abwehr.

Von Herrn F. FRECH.

Breslau, den 9. Juni 1905.

Es liegt im allgemeinen weder in der Gewohnheit der Tageszeitungen noch der wissenschaftlicher Arbeiten, neue Entdeckungen theoretischer Art „unter dem Strich“ zu veröffentlichen. Trotzdem soll der Unterzeichnete nach der Anschauung des Herrn DATHE diesen Weg eingeschlagen haben. In einer arg polemisch gefärbten Schrift „Zur Entdeckung des Centnerbrunnens“ wird mir ein derartiges Vorgehen untergeschoben. Leider hat Herr Dr. DATHE es nicht für nötig gehalten, den ganz populär[1]) gehaltenen — keineswegs theoretischen — Aufsatz bis zu Ende zu lesen. Er hätte sonst die Bemerkung machen müssen, daß der Aufsatz entweder garnicht, jedenfalls aber nicht von dem Verf. korrigiert worden ist. Denn am Schlusse der Darstellung über Schlesiens Mineralquellen findet sich auf einmal eine Betrachtung über die Erdbeben in Centralasien! Diese Angabe rührt nicht von mir her und ist durch irgend ein Versehen in meiner Abwesenheit an diese Stelle geraten.[2]) Wenn Herr DATHE es auch für möglich ansieht, daß ich ein künstliches Mineralwasser für ein natürliches ausgebe,

[1]) Im Anfang ist u. a. von der Wünschelruthe die Rede.

[2]) Ich war z. Z. des Druckes auf einer längeren Reise abwesend und für die Redaktion (der hieraus natürlich kein Vorwurf erwächst) nicht erreichbar.

so hätte ihn doch die Wahrnehmung stutzig machen müssen, daß in demselben Artikel — ohne Trennung durch Überschrift — von mitteleuropäischen Quellen und von centralasiatischen Erdbeben die Rede ist.

Wenn der strenge Kritiker also — wenn auch mit geminderter Aufmerksamkeit — den Aufsatz bis zum Ende gelesen hätte, so hätte er sehen müssen, daß jedenfalls der Autor den Artikel nicht korrigiert hat und somit auch nicht für jede Angabe desselben verantwortlich zu machen ist. Es läßt sich darüber streiten, ob die Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft die geeignete Stelle für die Recension von Sonntagsbeilagen der Tages-Zeitungen ist, jedenfalls aber kann man verlangen, daß Herr Dathe sich über den Inhalt der Aufsätze unterrichtet, die er recensiert.

---

20. Die Eiszeit in den Rheinlanden.

Von Herrn H. Pohlig.

Bonn, den 10. Juni 1905.

Hierzu 1 Textfig.

Die Meinung, daß es auch in der Rheinprovinz Wanderblöcke aus der Eiszeit gebe, ist unter dem Volke daselbst sehr verbreitet und veranlaßt häufige Anfragen. Es handelt sich in diesen Fällen stets entweder um auffallend große Gesteinsblöcke, die in dem älteren und jüngeren Flußkies, und ebenso in den heutigen Flußbetten in größeren Abständen voneinander, aber nahezu gleichmäßig verstreut vorkommen und in dem Rhein für die Schiffahrt bei niedrigem Wasserstand lästig sind; diese sind offenbar in der Tat als eine Art von Wanderblöcken zu betrachten, aber nicht durch Gletschereis bewegt, sondern durch Grundeis von dem Oberlauf, in nicht allzu große Entfernung meist von dem Ursprung, nach und nach von Stelle zu Stelle an ihren jetzigen Platz verschleppt worden.

In den meisten Fällen jedoch erweisen sich die vermeintlichen glacialen Wanderblöcke als Silicite, kieselige und öfters konglomeratische „Knollensteine“ der rheinischen Braunkohlenbildung.[1]) Sie sind bekanntlich in gleichartigen Ablagerungen quer durch fast ganz Norddeutschland bis nach Sachsen und Thüringen hin entstanden und stellen dort in der Tat einen nicht unwesentlichen Betrag unter den wirklichen erratischen Glacialblöcken.

[1]) Die technisch verwerteten „Findlingsquarzite“ des Rheinlandes.

Auf den rheinischen Höhen sind sie, von den seltenen Fällen abgesehen, in welchen Grundeistransport in altdiluvialer Zeit denkbar ist, stets an Ort und Stelle oder in unmittelbarer Nähe „gewachsen", — so fremdartig auch dem Landmann ihre Anwesenheit erscheinen mag. Sie sind an zahllosen Stellen infolge ihres Gewichtes und ihrer Widerstandsfähigkeit gegen zerstörende Einflüsse liegen geblieben, wo sonst keine Spur von der ursprünglich sie einschließenden Ablagerung übrig geblieben ist. Ihre weite Oberflächenverbreitung in der Provinz läßt auf die große, ehemalige Verbreitung der von der Hochfläche leicht abschwemmbaren Braunkohlenbildung bei uns schließen. Einige Exemplare dieser Knollensteine von seltener Größe kann man vor der Kapelle auf dem Kreuzberg bei Bonn sehen.

Die nächsten echten Wanderblöcke skandinavischer Herkunft findet man, von den Rheinlanden ausgehend, nach den Feststellungen von Hosius in dem westfälischen Münsterland und in dem östlichen Holland; in den süddeutschen Rheinlanden aber, im Schwarzwald und in den Vogesen, sind die Spuren einheimischer, ehemaliger Gletscherbedeckung weit verbreitet und sehr lehrreich. Der Schwarzwald zwar, an dessen Südabfall sich der einheimische Eismantel offenbar mit dem bis über die Donau nordwärts nach dem Sigmaringer Ländchen vordringenden ehemaligen Oberrheineis[1]) zeitweise vereinigte, bietet eigentlich nur in der Karbildung des kleinen Feldsees am großen Feldberggipfel eine so recht anschauliche und augenfällige Marke des früheren Eisüberzuges.

Gradezu klassisch dagegen sind die Zeugen zu nennen, welche die Hochvogesen von der zerstörenden und aufbauenden Wirkung des Gletschereises aus der großen Glacialperiode in reichstem Maße enthalten. Sie sind das einzige unter den jetzt nicht mehr Gletscher tragenden kleineren Gebirgen Mitteleuropas, in welchem man auch noch die unmittelbaren Spuren der Eisströme auf dem Untergrund antrifft, — wie die gekritzten Felsböden am Belchensee, Schwarzsee[2]) und am „Glattstein" im Thurbachtal, oder die eigenartigen, 1/2 Fuß breiten Gletschertöpfe am „Fischbödele.[3]) Der Glacialmantel des hohen Wasgaues war aber auch für die unteren Rheinlande von besonderer Bedeutung; entstammte doch der auf nahezu 40 km Länge berechenbare Eisstrom, aus dem die Hochmosel ihren Ursprung nahm, den

[1]) Vergl. a. F. Knickenberg in Jahreshefte Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg, 1890, S. 109 ff.

[2]) Vgl. van Werwecke in Mitteil. geol. L.-A. Elsaß-Lothringen 1892, S. 133.

[3]) E. Schumacher, Ebenda 2. S. 26.

ehemaligen Firnmulden der südlichen Vogesen, und erhielt vor deren mittlerem Teil, dem Münsterischen Oberland, seinen gewaltigsten Seitengletscher (in der Gegend von Remiremont.[1])

Wie Leopold von Buch von der Eifel in vulkanischer Hinsicht behaupten durfte, „die Eifel hat ihresgleichen nicht auf der Welt", — wegen der großen, auf geringen Raum zusammengedrängten Zahl ihrer „Maare" namentlich, — so kann man von dem Seengebiet der Hochvogesen in glacialer Beziehung sagen, es hat seinesgleichen nicht in der Welt. Nirgends bietet eine so große Menge anschaulichster Eiszeitspuren, prächtigster Glacialseen, Karbildungen, Rundhöcker und Moränenschutt-Wälle, auf so engem Raum vereinigt, ein so einheitliches Ganze wie dort; damit sind noch höchst bemerkenswerte tektonische Bruchlinienverhältnisse vereinigt.

Diese Tatsache, welche den Hochvogesen ein weit über den vaterländischen Rahmen hinausgehendes, ein Welt-Interesse als Anschauungs- und Lehrmittel sichert, hat mich bestimmt, ihnen eine eingehendere Untersuchung angedeihen zu lassen. Ein Ergebnis der letzteren war die Nachbildung des größten und wichtigsten Teiles der Hochvogesenkette im Kleinen, die Herstellung eines genauen Gebirgsmodelles im Maßstab 1 : 25000, deren Leitung ich mich unterzog. Es galt in diesem Falle, aus einer großen Anzahl von Kartenblättern, 5 deutschen und ebenso viel, sehr schwierig zu erlangenden französischen, die noch dazu in größerem Maßstab sind, die kartographische Grundlage zu kombinieren! Unter bequemeren Verhältnissen wäre ein solches Modell wohl längst von anderer Seite schon geschaffen worden, wie es mit dem ganz auf deutschem Gebiet liegenden, großen Belchen bereits geschehen ist.

In Textfigur 1 findet man eine verkleinerte photographische Wiedergabe dieses, bei der Firma Dr. F. Krantz in Bonn soeben erschienenen Vogesenmodelles. Das Bild gewährt die gleiche Ansicht, wie man sie bei Nachmittagsbeleuchtung von der Gebirgskette aus einem in bedeutender Höhe über letzterer schwebenden Luftballon erhalten kann.

Viel verbreiteter, als jene Oberflächenbildungen, welche die Gletschereisdecken der großen Glacialperiode zurückgelassen haben, sind die mittelbaren Spuren der letzteren in dem auch damals eisfreien Gebiet; diese sind auch in den preußischen Rheinlanden allenthalben und reichhaltig, zum Teil in gradezu

[1]) Vgl. namentlich E. Collomb, Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges. Paris 1847.

klassischer und hervorragend wichtiger Weise vorhanden; in folgendem sind sie, von den älteren zu den jüngeren fortschreitend, kurz zusammengefaßt.

1. Die ältesten, bisher als solche sicher erweisbaren Zeugnisse von Eisperiode auf der Erde sind ausschliesslich zoologischer, bez. zoogeographischer Natur: es sind die durch S. V. Wood's glänzende Monographie über die Crag-Mollusken s. Z. bestimmten, zahlreichen Funde von Conchylienresten arktischen Gepräges in dem Pliozaen der englischen Ostküste und die Nachweise von Molluskenschalen nordischen Gepräges in entsprechenden Ablagerungen der Mittelmeerküste.

Aus den Rheinlanden ist durch meine Untersuchungen eine Schicht bekannt geworden, die sich vielleicht einmal in nähere Beziehung zu jenen tertiären Eiszeitabsätzen wird bringen lassen. Dieselbe ist ein Zeugnis großer Süßwasserfluten, aber ganz eigener Art, wie solche vorher oder nachher nicht wieder eingetreten zu sein scheinen. Es sind dies die auch petrographisch sonderlichen Sande mit mannigfachen mesozoischen Fossilresten, welche zuerst zu Lengsdorf und Duisdorf bei Bonn nachgewiesen wurden, seitdem aber auch weiterhin in der Richtung nach Köln und Aachen sich gefunden haben.

Ob die verkieselten Reste mesozoischer Organismen, welche in diesen Sanden stellenweise in Menge enthalten sind, aus Kreide, oder ob sie aus Jura herstammen[1]), das hat für die vorliegende Frage keinerlei Bedeutung; ganz sicher ist jedenfalls, daß die Richtung der Süßwasserfluten, welche diese Reste wohl aus nicht allzugroßer Entfernung hergebracht haben, nicht diejenige des Rheinstromes bezw. eines damaligen Vorläufers von ihm gewesen ist, sondern daß sie entweder eine ungefähr nord-südliche oder westöstliche gewesen ist.

Ebenso sicher ist, daß diese bemerkenswerte Schicht unmittelbar über dem charakteristischen, mitteltertiären Braunkohlengebirge liegt und unter der Ablagerung, welcher in dem nachfolgendem zweiten Abschnitt zuvörderst gedacht ist.

2. Wenn früher an das Vorhandensein eines Äquivalentes der vorbildlichen, pliozänen Interglaciallager an der englischen Ostküste, des berühmten Cromer-Forstbettes, gedacht wurde, so könnte nur die älteste Schicht grober, fluviatiler Plateaukiese mit vielen größeren Geschiebeblöcken in Betracht kommen, welche auch die eigenartige, in dem vorigen Abschnitt besprochene Bank überlagert.

---

[1]) Sowohl von Jura, als Kreide gibt es zwischen Bonn und Düren noch je ein anstehendes Riff.

Von dem wichtigsten und eigentlich bezeichnenden Leitfossil der pliozänen Cromer-Stufe, dem *Elephas meridionalis*, ist freilich in den Rheinlanden, und in Deutschland überhaupt,[1]) bisher nichts mit einiger Sicherheit nachgewiesen; es ist aber auch a priori höchst unwahrscheinlich, daß dieses Tier jemals, — und in jener Periode auch die anderen es begleitenden Spezies — sich über Deutschland irgendwo nordwärts nach England ausgebreitet haben; sie sind damals vielmehr weiter westwärts, durch Frankreich, aus dem europäischen Süden über den Kanal gekommen. Die Täler der Rhone und des Rheines, durch welche die Nachkommen jener Tiere, wie das *Hippopotamus*, später (während der quartären Interglacialzeit) auch durch das westliche Deutschland bis nach England sich ausbreiteten, existierten ja im Pliozän noch nicht als entsprechende, zusammenhängende Zugstraße.

Bessere Anhaltspunkte zum Vergleich mit der Cromerstufe, als unsere älteste Schicht in dem Plateau-Flußkies, bietet wegen seiner zahlreichen und höchst bemerkenswerten Fossilreste der Thon von Belfeld[2]) in den holländischen Rheinlanden (Limburg). Leider sind aber auch dort bisher keinerlei Reste von Elephanten oder sonstigen für eine präzise geologische Parallelisierung der Schicht ausschlaggebenden Spezies nachgewiesen; ein abschließendes Urteil erscheint daher zum mindesten verfrüht, — sowohl in palaeozoologischer, wie in palaeobotanischer Hinsicht.

Die eigentlich quartären Glacialphaenomene sind dagegen um so leichter in den entsprechenden Ablagerungen zu verfolgen und zu erkennen, welche der alte Rhein und seine Zuflüsse verursacht haben:

3. Das Maximum der alpinen Vergletscherung ist klar durch die ältesten, nachweisbaren Rhein-Absätze unserer Gegend gekennzeichnet, durch die Hauptmasse der ersten fluviatilen Schotter auf der Hochebene, den höheren Gehängen und in den Senken, — zugleich durch das Maximum der Talbildung

---

[1]) Die Bestimmung viel zu unvollkommener Molarenstücke als *Elephas meridionale* durch E. Wüst in seinem schönen und verdienstlichen Buch über „Das Pliocän und das älteste Plistocän Thüringens" ist sicherlich ebenso irrtümlich, wie seine Bestimmung der Schichten, aus denen jene Stücke stammen, als pliozän. Über fossile Elephantenreste sollten selbst ganz Erfahrene erst nach eingehender Untersuchung des gesamten Vergleichsmateriales aller großen Museen der Welt aburteilen; das beweist wieder einmal die durchaus irrige Bestimmung eines in der neuen „Lethaea geognostica" abgebildeten Unterkiefers als „*Elephas trogontherii*."

[2]) E. Dubois, Kgl. Akad. Amsterdam 24. Sept. 1904.

Als die gewaltigen Gletschermäntel der Alpen, der Vogesen und des Schwarzwaldes während der kurzen, heißen Eiszeitsommer eine ungeheure Menge von Schmelzwasser auch nach unseren Gegenden hinsendeten, begann das Flußtalsystem des Rheines sich zu dem zu gestalten, was es heute darstellt. Mit mächtigen Flußgeröllmassen wurden zunächst die Hochflächen weit und breit, nahezu in der Richtung der heutigen Flußläufe, überschüttet und die Talsenken auszufüllen begonnen, bis die Talrinnen — zunächst weite geräumige Flutbetten — mehr und mehr eingetieft wurden und Schuttmassen nur mehr an den Talböden und Talrändern hängen blieben.

In der Bonner Gegend befinden sich die alten fluviatilen Hochflächenkiese an zahlreichen Stellen vortrefflich aufgeschlossen; besonders auf den linksrheinischen Höhen, westlich von Köln (über den dortigen gewaltigen Lignitflözen), aufwärts über die Brühler Gruben, die Tone bei Duisdorf und Witterschlick, den Bonner Kreuzberg und Venusberg, die Godesberger Höhen und von da weiter südwärts. Aber auch rechtsrheinisch, über den Basalten und Tertiärlagern am Strom, ferner in der Eifel — kurz überall, wo fluviatile Tätigkeit in der Nähe ist — findet man auf dem Plateau die charakteristischen Spuren jener alten Verwüstung liegen geblieben.

Von den älteren Gehänge-Schottern dieser Epoche ist naturgemäß nicht mehr so viel übrig; doch besitzen wir auch von deren verschiedenen Stufen in unseren Gegenden eine große Anzahl guter Aufschlüsse, wie in der Bonner Umgebung an dem Rodderberg von Mehlem.

In den Flußkiesen dieser ältesten quartären Epoche ist bisher, bezeichnender Weise, weder in den Rheinlanden, noch ostwärts von ihnen in Europa eine Spur von organischen Resten aufgefunden worden; es ist auch a priori höchst unwahrscheinlich, daß dort überhaupt etwas Derartiges zu finden ist. Zu einer Zeit, in welcher das durch die gleichzeitig größte Ausdehnung der nordischen, alpinen und mittelgebirgischen Vergletscherungen schon äußerst beschränkte eisfreie Gebiet Mitteleuropas nur während des kurzen Eiszeitsommers unbeschneite Flecken zeigte, und diese wiederum meist durch die gewaltigen Schmelzwasserfluten der Gebirge eingenommen waren, ist an eine Verbreitung organischen Lebens in diesen Gegenden doch kaum zu denken.

4. Im Gegensatz zu der Einförmigkeit der älteren fluviatilen Eiszeit-Schotter steht die Mannigfaltigkeit, in welcher die quartär-interglacialen Ablagerungen uns die Reihenfolge der geologischen Ereignisse erkennen lassen. Auch in den Rheinlanden, von dem Sand bei Hangebieten in Elsaß ober-

halb, bis herab zu den vulkanischen Bildungen bei Bonn, ist die Verschiedenartigkeit der Schichten bemerkenswert.

Nur zwei Gruppen dieser rheinischen Schichtenkomplexe freilich sind durch ihren Gehalt an organischen Resten exakt in das System einzuordnen: I., die oberrheinischen fluviatilen Schotter mit *Elephas antiquus, Rhinoceros Merckianum* und (stellenweise) *Elasmotherium* von Daxland, Mauer und anderen Fundpunkten; und II., die leitende und vorbildliche Ablagerung der sog. „Mosbacher Sande."

Während I., die Kiesbänke mit Spuren von *Elasmotherium* (das in den Gouvernements Ssamara, Ssimbirsk etc. mit *Rhinoceros Merckianum* vorkommt,) sich mit der jüngsten Leitstufe des oberen Interglacials, der Taubacher, vereinigen lassen, die in Thüringen, bei Cannstatt u. s. w. schon durch Übergänge mit dem Löß nach oben verbunden ist, schließt sich II., die etwas ältere Mosbacher Stufe nach unten an. Sie kennzeichnet klar und deutlich den Höhepunkt der warmen Interglacialepoche, — die Zeiten, da das *Hippopotamus* mit einem großen Teil seiner pliozänen Gefährten, *Rhinoceros Merckianum Etruriae, Cervus alces latifrontis, Trogontherium,* sich wiederum nordwärts bis über den Ärmelkanal ausgebreitet hatte, — diesmal auch durch die nunmehr größtenteils fertig gebildeten Täler der Rhone und des Rheins.

Die beiden anderen Leitstufen des Interglacials, die älteste von Rixdorf bei Berlin und die nächst jüngere von Süßenborn bei Weimar, sind am Rhein nur durch höher liegenden, bisher fossilfreien Gehängeschotter vertreten. Von ihnen ist die letztgenannte Leitstufe, die Süßenborner, deshalb von so hervorragender Wichtigkeit, weil sie die bisher älteste nachweisbare Spur des Menschengeschlechts in Europa geliefert hat.[1]) Um übrigens wenigstens hier schon einen Anhaltspunkt für die Bezeichnung der verschiedenen interglacialen Altersverhältnisse der fluviatilen Schotterbank-Höhen am Rhein zu geben, will ich bemerken, daß, nach Umrechnung der Flußtal-Dimensionen, die tiefere, von Löß bedeckte Kieslage bei der Eisenbahnlinie am Rodderberg (Bonn) genau im Alter der Taubacher Leitstufe entspricht.

[1]) Vergl. die Figur 16e in Palaeontographica 32. 1892, S. 239. — Das dort abgebildete Geweihstück hat nicht nur die ganz gleiche Art der von Menschenhand herrührenden Schnittspur, sondern auch ebenso die noch an *Cervus axis* erinnernde Stellung des Augensprosses, wie das ebenda t. 27, f. 9 dargestellte Geweihstück aus der anthropologischen Station von Taubach. — Die Kiesmassen von Süßenborn haben genau das gleiche Alter, wie solche unter dem Travertin von Taubach, welche die Grabenversenkung von Weimar ausfüllten.

Gar keine sicheren Anhaltspunkte gibt es bisher, um die vulkanischen Interglacialbildungen der Rheinlande in das System jener vier Leitstufen des Näheren einzuordnen. Was die interglacialen Vulkantuffe der Eifel, des Laacher Sees und der Bonner Gegend anbetrifft, so haben sie bisher in paläozoologischer, wie paläobotanischer Hinsicht teils gar nichts, teils recht interessante, aber nicht entscheidende Fossilserien geliefert; und ebensowenig wird die Zuteilung jener Tuffe und der Laven von entsprechendem Alter genauer spezialisiert durch ihre geologische Lagerung, welche allein bisher die Stellung dieser beiden vulkanischen Gesteinsgruppen an vielen Stellen exakt als quartär interglacial bestimmt, — sei es durch ihren Absatz über unterquartärem Fluviatilkies und unter oberquartärem Löß, wie am Rodderberg; oder in den zur altquartären Zeit entstandenen Tälern und unter oberquartären Schichten. wie es der Traß des Brohltales, Laven der Laachersee-Umgebung, von Bertrich und von Manderscheid zeigen.

5. Die Epoche der letzten großen Vergletscherungen in Europa wird in den Flußtalsystemen der damals eisfreien Gebiete überall ungemein scharf gekennzeichnet I., durch die fluviatilen Schottermassen der Talböden, —, mit wenigen älteren Ausnahmen, in welchen vorher Senken ausgefüllt wurden; II., durch den Löß oder die Hochflut-Ablagerungen der damaligen glacialen Schmelzwasser. An dem Rhein sind diese beiden Gruppen von Bildungen in vorbildlicher und leitender Weise entwickelt und aufgeschlossen.

I. Die oberquartären, an Resten der typischen Glacialsäugetiere *Rhinoceros tichorhinus, Elephas primigenius* etc. reichen Flußkiese des Rheintal-Bodens sind sowohl gegen die nächst älteren Interglacialgebilde, wie gegen die Absätze der postglacialen, prähistorischen Epoche ausgezeichnet präzis abgegrenzt. Von den ersteren werden sie getrennt durch eine wohlmarkierte Terrassenstufe[1]), die u. a. wiederum an dem klassischen Beispiel des Rodderberges durch die dortige, oben erwähnte Kiesbank der Taubacher Stufe trefflich erläutert wird.

Eine weitere, tiefere Terrassenstufe scheidet den Talbodenkies von den eigentlichen „Auen“ oder Wiesenböden, welche den Kies der prähistorischen Stufe als mittelbare und den Schlick der historischen Geologie als unmittelbare Unterlage haben. Als vorbildliches Beispiel der Terrassenlinien aus

[1]) Ich trage bereits seit mehr als 20 Jahren meinen Studenten zu Bonn im Kolleg vor, daß die fluviatilen Terrassen kausal genau den gehobenen Strandlinien entsprechen und, gleich letzteren, successives Zurückweichen des Meeresspiegels zur Ursache haben.

dieser Höhenlage will ich die scharfe Plateaukante hervorheben, welche von dem südlichen Bonn, nahe westlich von der städtischen Festhalle „Gronau" vorüber, in der Richtung über Plittersdorf und Rüngsdorf verläuft.

Entsprechende Talkies-Terrassen sind auch durch die Zuflüsse und Seitenbäche des Rheins in postglacialer Zeit gebildet worden. So kann man nordwärts von Bonn sehr deutliche und weithin verlaufende Plateaukanten über Duisdorf, Alfter, Roisdorf, Borkheim, Sechtem verfolgen, bestehend aus oberquartärem Talschotter, und verursacht durch die dortigen linksseitigen Seitenbäche des Stromes.

Gegen die postglacialen Gebilde sind aber die höherliegenden Talschotter nicht nur durch Terrassenbildung abgegrenzt, sondern auch durch unmittelbare Überlagerung.

Es ist der Tallöß[1]), das Material der rheinischen Ziegeleien, der als treuer Begleiter fast überall den höheren Talkies bedeckt und dadurch die Fruchtbarkeit der Rheinebenen bedingt. Im Alter sind freilich, trotz der gleichmäßigen Überlagerung, jene beiden Gebilde scharf von einander unterschieden, wie ich es früher ausführlich an der Fossilführung erwiesen habe; der Tallöß enthält keine Spur mehr von Resten des Mammutes, sibirischen Nashornes oder sonstiger typischer Eiszeit-Tiere — er ist einer der ausgezeichnetsten Vertreter der postglacialen geologischen Ablagerungen, und zwar insbesondere, — innerhalb letzterer, — der Schichten aus dem Prähistoricum im engeren Sinne, der Pfahlbautenstufe oder neolithischen Epoche der Anthropologen.

II. Mit dem vorbildlichen rheinischen Gehänge-Löß ist der Tallöß petrographisch, palaeozoologisch und geologisch auf das allerengste verkettet, wie ich es früher ausführlich geschildert habe[2]). In petrographischer Hinsicht enthält letzterer bereits einen geringen Prozentsatz erdiger Bestandteile, nicht nur wegen der ausgedehnten Kultur, welche sich auf demselben jetzt entwickelt hat, sondern (wie auch zoologische Tatsachen beweisen) infolge wilden Strauch- und Baumbestandes, welcher postglacial in den Talböden sich ansiedelte. Palaeozoologisch ist der Tallöß mit Conchylienresten reicher ausgestattet, als der Gehängelöß, erstens gleichfalls wegen der, nach Schwinden der Vergletscherungen, günstiger sich gestaltenden klimatischen und

[1]) Diese Bezeichnung ist so treffend und glücklich gewählt, wie nur irgend möglich, und muß unbedingt auch auf die nicht rheinischen, entsprechenden Ablagerungen ausgedehnt werden.

[2]) H. Pohlig in Verhandl. naturh. Ver. Rheinland (Bonn), Sitz.-Ber. 5. November 1883, etc.

Vegetationsverhältnisse, und zweitens infolge des häufigen Zusatzes der Reste von Wassertieren, welche erst in den Hochflutstagnationen der Talböden dauernden und ausgebreiteteren Aufenthalt fanden. Säugetierreste dagegen liegen im Löß häufiger stellenweise angesammelt; vor allem weil das reichhaltige, wilde Tierleben der nächst älteren Quartärstufe durch die Ausbreitung des Menschengeschlechtes schon während der letzten Eiszeit mehr und mehr dahinschwinden mußte.

Doch sehen wir einige Säugetier-Spezies und sämtliche Conchylienformen des Berglösses auch noch im Tallöß durch Überreste vertreten.

Die rein geologische Verkettung des Tallösses mit dem Berglöß[1]), durch die Lagerung, wird dadurch bewirkt, daß ersterer in seiner Stellung das letzte Glied einer Reihe kennzeichnet, welche mit dem Hochflächen-Löß als dem obersten beginnt und von da über die verschieden hohen Lößstufen der Talhänge nach abwärts verläuft.

Denn der Gehängelöß ist ähnlich in verschiedenen Terrassenstufen abgelagert, wie der Gehängeschotter. Beispielsweise hat man, um auf die vorbildlichen Verhältnisse am Rodderberg zurückzukommen, dort die tiefste Stufe von Gehängelöß, welche derjenigen des Tallösses sehr nahe steht, als fortlaufende Deckschicht über der dortigen Kiesbank der Taubacher Interglacialstufe; ein zweiter, höherer Lößwall läßt sich auf etwa halber Höhe des Berges am Rolandsbogen verfolgen, und auf dem Berg befindet sich auch die überaus seltene Erhaltung des Hochflächen-Lösses, welcher dort durch die Lagerung auf dem Kraterboden ausnahmsweise vor der Abschwemmung bewahrt blieb.

Auch palaeozoologisch sind die Lößterrassen abweichender Höhenlagen als solche zu erkennen und zu unterscheiden. Wohl sind auch lokale Differenzen in Rechnung zu ziehen, die gewöhnlich mit abweichender petrographischer Entwickelung[2]) in Kausalnexus stehen; beispielsweise ist unterhalb des Unkelsteins bei Remagen der Löß aus derselben Ursache auffallend reich an Schneckenhäusern, Clausilien etc., weshalb er es an Ausscheidungen von Mergelkonkretionen, Breccien mit mergeligem Bindemittel und Kalkspatdrusen ist: aus dem Grunde, weil dort

---

[1]) Vor mehr als 20 Jahren habe ich mir (a. a. O. 1883) die Mühe genommen, gegen die äolische Entstehung unseres Lösses nur einige der wichtigeren Tatsachen zu veröffentlichen, von denen jede einzelne schon genügt, um die äolische Hypothese in ihrer Anwendung auf unsere Gegenden gänzlich unmöglich zu machen.

[2]) Die extremste und interessanteste lokale Ausbildung des Gehängelösses, sowohl, als auch des Tallösses, sind die Bimssteinsande der Laacher See-Gegend, auf den Talböden letzteren, an den Gehängen ersteren, auf Traß, Schlackentuff etc. gelagert, vertretend.

ein kalkreicher Basaltfelsen aus dem Devon hervorragt, an welchem die Conchylien reichlich Material zum Bau ihrer Schalen fanden, wie auch der Löß besonders reichlich mit Kalklösung infiltriert wurde.

Aber abgesehen von solchen lokalen Entwickelungen sieht man, daß der Gehalt an Spezieszahl und kräftiger Ausbildung der Gastropodenreste zunimmt, je weiter man von den höheren Lößstufen aus in der Richtung nach dem Tallöß hinabsteigt. Die oberen Gehängelößterrassen an dem Gipfel des Kreuzbergs zu Bonn beispielsweise enthalten in hinlänglicher Zahl Schneckenreste, diese sind aber klein und ärmlich und auf sehr wenige Spezies beschränkt. Mannigfaltiger und stattlicher stellt sich der Conchyliengehalt der Lößbänke von mittlerer Höhe, wie am Unkelstein; und die tieferen Stufen, wie die erwähnte am Fuß des Rodderberges, zeigen hier und da eine Conchylienfauna, welche an Reichhaltigkeit der Spezies und Größe der Individuen sogar den Verhältnissen des Tallösses etwas angenähert ist.

Die quartär-glacialen Fluviatilschichten der Rheinlande sind nicht nur nicht als nur lokale anzusehen: im Gegenteil, sie sind es, die für die ganze Welt vorbildlich sind, und nach denen man nicht allein überall in Europa, sondern auch in den anderen Festländern zu parallelisieren hat. Es ist das nicht nur durch die Geschichte der Geologie begründet, sondern vor allem durch die vorbildliche Art und Weise, in der diese rheinischen Ablagerungen entwickelt und aufgeschlossen sind. Warum so lange Zeit hindurch das Richtige nicht erkannt worden ist, das wird überhaupt erst dann verständlich und erklärlich, wenn man bedenkt, daß einerseits in dieser Hinsicht an den andern, selbst den größeren Flüssen Deutschlands, wie Elbe, Oder und Donau, die Verhältnisse vergleichsweise dürftig und kleinlich sind; andererseits hat man an dem Rhein früher für diese geologisch jüngeren Bildungen zu wenig Sinn gehabt.

Eine zoogeographische Erscheinung der gegenwärtigen Zeit in den Rheinlanden, die als Rückstand aus der Glacialepoche gedeutet werden kann, hat W. Voigt in einer interessanten Mitteilung bekannt gemacht[1]), in botanischer Beziehung scheint etwas Ähnliches bisher bei uns nicht nachgewiesen zu sein; vielleicht gibt dieser Aufsatz Anregung, in den Mooren der Eifel und des hohen Venn namentlich auf dergleichen zu fahnden!

[1]) Verhandl. naturh. Ver. Rheinland etc. (Bonn), 52. 1895.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 7. **1905.**

7. Protokoll der Juli-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 5. Juli 1905.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Das Protokoll der Juni-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte eine Einladung zum Deutschen Kolonial-Kongreß 1905, das erste Zirkular des X. Internationalen Geologen-Kongresses und einen Aufruf zur Errichtung eines Denkmals für ERNST ABBE vor.

Ferner teilte er das im Mai d. J. erfolgte Ableben des Herrn Oberlehrers ERNST LIENENKLAUS sowie das des Herrn Dr. BARTH, Lehrers am landwirtschaftlichen Institut zu Helmstedt, mit, zu deren Ehrung sich die anwesenden Mitglieder von ihren Sitzen erhoben.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Privatdozent Dr. SOMMERFELDT, Assistent am geolog.-mineralogischen Institut in Tübingen,
vorgeschlagen durch die Herren KOKEN, v. HUENE und PLIENINGER;

Herr KARL HAAS, Assistent am physiologisch-chemischen Institut in Tübingen,
vorgeschlagen durch die Herren KOKEN, SAPPER und NOETLING;

Herr Gymnasialdirektor Dr. SCHJERNING in Krotoschin (Posen),
vorgeschlagen durch die Herren WAHNSCHAFFE, SCHENCK und REGEL;

Herr Oberlehrer Dr. PAUL SCHLEE, Hamburg,
vorgeschlagen durch die Herren PETERSEN, GOTTSCHE und FRIEDERICHSEN;

Herr Dr. med. HANS HAHNE, prakt. Arzt, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren BLANCKENHORN, JAEKEL und JOH. BÖHM;

die paläontologische Staatssammlung zu München,
vorgeschlagen durch die Herren ROTHPLETZ, BROILI und STROMER.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

BLANCKENHORN, M.: Über die Steinzeit und die Feuersteinartefakte in Syrien-Palästina. S.-A. Zeitschr. f. Ethnologie. 1905.

—: Das relative Alter der norddeutschen Eolithenlager. Ebenda.

Commission française des glaciers. FAVRE, J. A.: Observations sur les glaciers du Massif de la Vanoise pendant l'été de 1903. S.-A. a. Annuaire du Club alpin français. **30**. 1903. Paris 1904.

— Observations sur l'enneigement et sur les chutes d'avalanches executées par l'administration des eaux et forêts dans les départements de la Savoie. Paris. 1904.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. I. Über Bronzitfels im Radautal. S.-A. a. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. **25**. 1904.

HATCH, F. H. and CORSTORPHINE, G. S.: A description of the big Diamond recently found in the Premier Mine, Transvaal. S.-A. a. Geological Magazine (5) **2**. 1905.

KILIAN, W. et GUEBHARD, A.: Etude paléontologique du Système jurassique dans les Préalpes maritimes. S.-A. a. Bull. soc. géol. France (4) **2**. 1902.

POTONIÉ, H.: Entstehung der Steinkohle. Deutsch. u. französ. Text. Internat. Bohrgesellsch. A.-G. Erkelenz, Rheinland. Berlin 1905.

RECKE, FR.: Beitrag zur Lösung der Frage über das Wesen von Energie und Materie. Selbstverlag. 1904.

RINNE, F.: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen. S.-A. a. Deutsche Bauzeitung No. 36 u. 38. 1905.

SCHELLWIEN, E.: Geologische Bilder von der samländischen Küste. S.-A. a. Schrift. physik.-ökonom. Ges. **46**. Königsberg 1905.

SCHNEIDER, O.: Das Gestein des Seebachfelsens bei Friedrichsroda im Thüringer Wald. S.-A. a. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. **24**. 1903.

SIMMERSBACH, B.: Die Eisenerzlagerstätten in Südvaranger, Finmarken-Norwegen, nach dem amtlichen Berichte des Geschworenen G. Henriksen-Christiania. S.-A. a. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1905.

STAHL, A. F.: Zur Frage der Entstehung des Erdöles und der Steinkohlen. S.-A. a. Chemiker-Zeitung. 1905. **29**. No. 49.

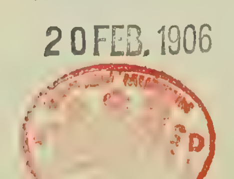
Herr **POTONIÉ** sprach: **Über rezenten Pyropissit.**

Herr CLEMENS DENHARDT schreibt mir: „Sie erhielten von mir Fundstücke eines weißen Stoffes, den Sie als rezenten Pyropissit bezeichnen. Die Fundstücke schickte mein Bruder (GUSTAV DENHARDT) aus dem Sultanate Wito (Britisches Protektoratsgebiet in Ostafrika). Er fand mit mir während unserer ersten Reise in Ostafrika im Jahre 1878 rezenten Pyro-

pissit in den Ufern des Flusses Tana in dessen Mittellaufe. — Der Fluß hatte dort die aus rotem Lehm bestehenden, 3 bis 5 m hohen Ufer fast senkrecht abgespült, und in ihnen lagerte der weiße rezente Pyropissit 2 bis 3 Meter unter der Erdoberfläche. Die Pyropissit-Schicht bildete einen weißen, fast immer horizontalen Streifen von 10 bis 50 cm Dicke und 200 bis 600 m Länge in beiden Ufern, war zuweilen verschüttet und überwachsen, trat dann aber wieder zu Tage. Wir fuhren mit unseren Booten einige Tage lang an den weißen Schichten vorüber, haben aber nicht ermittelt, welche Ausdehnung sie landeinwärts haben."

Das in Rede stehende Material ist ein hellgelbes Wachsharz, nach den oben geschilderten Lagerungs-Verhältnissen offenbar rezenten Alters. Wie das Mineral an seine Lagerstätte geraten ist, könnte nur durch Studium an Ort und Stelle entschieden werden, vielleicht handelt es sich um eine Drift des Tanaflusses.

Ich vermochte in der floristischen Literatur keinen Hinweis zu finden, von welcher Pflanze dieses Wachsharz wohl stammen könnte, und Herr Prof. E. Gilg schreibt mir denn auch: „Die Flora von Witu ist bisher nur sehr schlecht bekannt; nur in einigen Küstengebieten ist gesammelt worden, ferner an wenigen Stellen des oberen Tana. Von den Arten, die bekannt sind aus diesem Gebiet, scheidet keine Wachs aus, jedenfalls nicht in ähnlicher Weise wie etwa *Sarcocaulon*." Es scheint mir nämlich nahe zu liegen, hier an die Drift einer Wachsharz ausscheidenden Wüstenpflanze zu denken, deren sonstige Bestandteile, vollkommen verwest, das chemisch widerstandsfähigere Wachsharz zurückgelassen haben. Deshalb hatte ich bei Stellung meiner Frage als Beispiel auf die in Südafrika verbreitete Geraniacee *Sarcocaulon Burmanni* hingewiesen, deren Stengelorgane zum Schutz gegen austrocknende Verdunstung mit einer Kruste bedeckt sind. Die Stengel schwimmen bei dem geringen spezifischen Gewicht der starken Wachsharzbekleidung sehr leicht. Von den Eingeborenen werden sie als Fackeln benutzt, weshalb die Pflanze bei den Europäern die Buschmannkerze heißt. Herr Prof. Hanz Schinz (Zürich), der treffliche Kenner der Flora Deutsch-Südwest-Afrikas, den ich ebenfalls wegen *Sarcocaulon* interpellierte, schreibt mir noch: „Außer *Sarcocaulon* sind mir aus Südwestafrika keine auffällige Wachsüberzüge ausschwitzende Pflanzen bekannt. Pflanzen mit lackierten Blättern und Stengeln gibts natürlich, namentlich unter den Acanthaceen, aber der Überzug steht in keinem Verhältnis zu dem eigentlichen, harten Mantel der *Sarcocaulon*-Arten. Das *Sarcocaulon*-Wachs



Die Glarner Überfaltungsdecken in der Ostschweiz 1 : 150 000

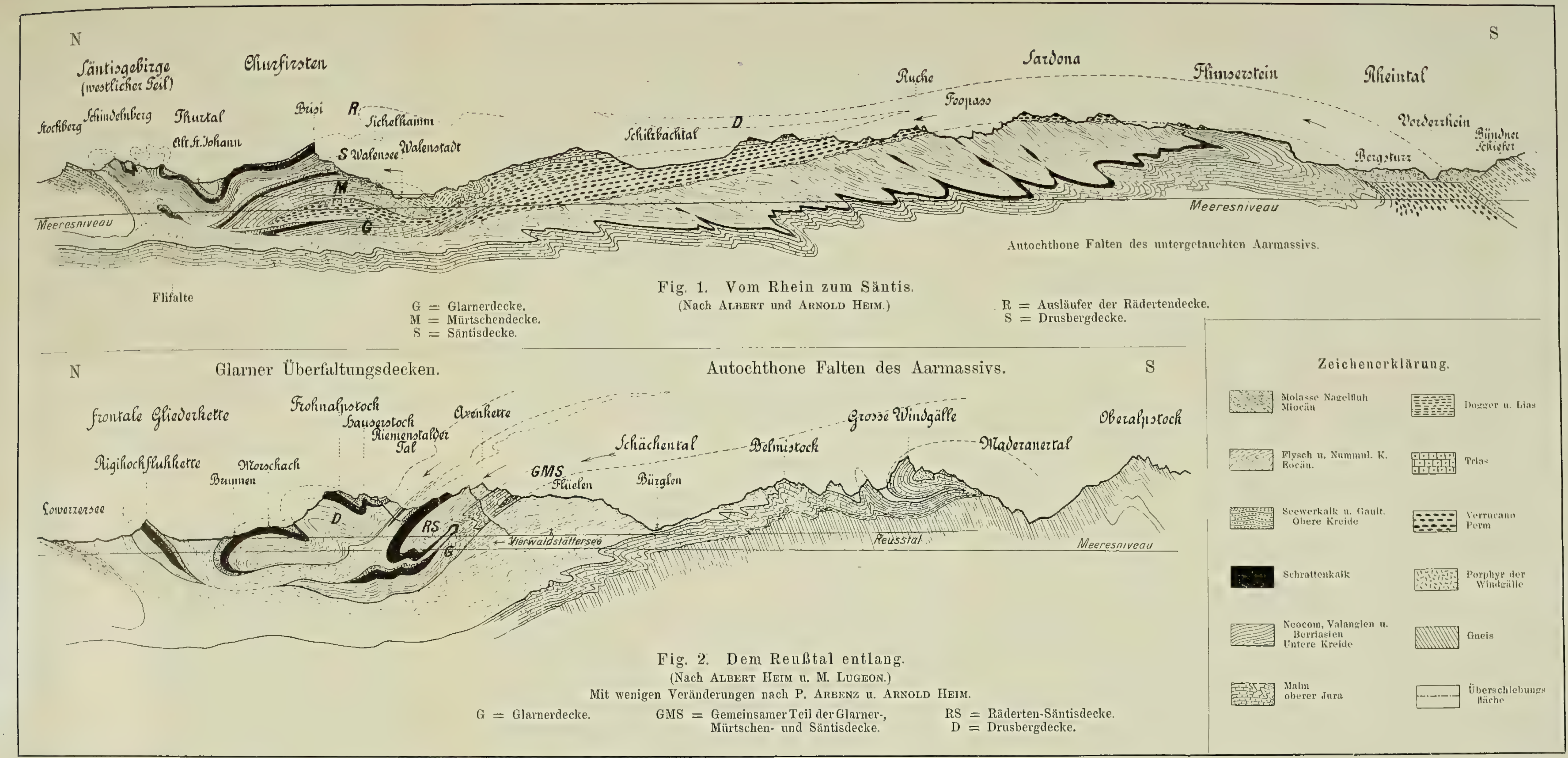


Fig. 1. Vom Rhein zum Säntis.
(Nach ALBERT und ARNOLD HEIM.)

G = Glarnerdecke.
M = Mürtschendecke.
S = Säntisdecke.
R = Ausläufer der Rädertendecke.
S = Drusbergdecke.

Fig. 2. Dem Reußtal entlang.
(Nach ALBERT HEIM u. M. LUGEON.)
Mit wenigen Veränderungen nach P. ARBENZ u. ARNOLD HEIM.

G = Glarnerdecke.
GMS = Gemeinsamer Teil der Glarner-, Mürtschen- und Säntisdecke.
RS = Räderten-Säntisdecke.
D = Drusbergdecke.

ARNOLD HEIM autographiert.

J. F. Starcke, Berlin W.





Fig. 1. Kanalböschung bei Steglitz (links neben Fig. 2 anschließend).



Fig. 2. Kanalböschung bei Steglitz (rechts neben Fig. 1 anschließend).



Fig. 3. Nordböschung des Teltowkanals westlich von Britz.



VERLAG VON FERDINAND ENKE IN STUTTGART.

Soeben erschien:

Kayser, Prof. Dr. Em.,

Lehrbuch der Geologie.

In zwei Teilen.

I. Teil: Allgemeine Geologie. Zweite Auflage.

Mit 483 Textfiguren gr. 8° 1905. Geheftet M. **18.40**; in Leinw. geb. M. **20.—**.

In der Anordnung und Behandlung des Stoffes schließt sich die vorliegende zweite Auflage der „Allgemeinen Geologie" eng an die erste an; nur an Umfang hat das Buch ganz erheblich zugenommen, da es von 488 Seiten mit 362 Figuren auf 725 Seiten mit 483 Figuren angewachsen ist. Da mit dieser Vermehrung eine weitgehende Umarbeitung fast aller Abschnitte verbunden war, so darf die neue Auflage eigentlich als ein ganz neues Werk bezeichnet werden.

II. Teil: Geologische Formationskunde. Zweite Auflage.

Mit 143 Textfiguren und 85 Versteinerungstafeln. gr. 8° 1902.
Geheftet M. **16.—**; in Leinw. geb. M. **17.20**.

Prometheus 1903, Nr. 71: Das Kaysersche Lehrbuch ist das einzige in deutscher Sprache erschienene, welches die historische Geologie oder Stratigraphie allein behandelt. Gerade dieser Zweig der geologischen Wissenschaft aber hat in den Dutzend Jahren, die vergangen sind, seit der Verfasser die erste Auflage schrieb, gewaltige Fortschritte gemacht; sie gelangen in Inhalt und Umfang, sowie in der Zahl der erläuternden Tafeln der zweiten Auflage naturgemäß zu prägnantem Ausdrucke. . . .

. . . Das Werk geht über den Rahmen eines Lehrbuches für Studierende weit hinaus und kann, insbesondere auch wegen der äußerst anschaulichen Darstellungsweise, jedem Gebildeten, der an den wechselvollen Schicksalen unserer Erde Anteil nimmt, warm empfohlen werden.

Keilhack, Prof. Dr. K.,



Lehrbuch der praktischen Geologie.

Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete der Geologie, Mineralogie und Paläontologie. Mit 2 Doppeltafeln und 232 Textfiguren. gr. 8°. 1896.
Geheftet M. **16.—**.

Gaea 1897, 1. Heft: Von diesem ausgezeichneten Werke kann man wirklich behaupten, dass es einem vielfach gefühlten Bedürfnis entgegenkommt. Denn in der Tat fehlt es in unserer Literatur an einem Buche, welches die Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete der Geologie, Mineralogie und Paläontologie systematisch, vollständig und dem Zustande der heutigen Wissenschaft entsprechend darstellt. Es ist dies aber auch ein ebenso grosses als komplexes Gebiet, und selbst der Verfasser, obgleich einer der hervorragendsten Fachmänner, hat doch das Bedürfnis gefühlt, für gewisse Einzelheiten die Unterstützung von Fachgenossen in Anspruch zu nehmen. Auf diese Weise ist denn auch ein Werk zu stande gekommen, welches jedem praktischen Geologen unentbehrlich ist, und bestand das Bedürfnis eines solchen Buches lange genug, so ist es dafür nunmehr auch in wahrhaft mustergültiger Weise endlich befriedigt worden.

Blätter des Schwäb. Albvereins 1896, Nr. 12: Ein überaus wertvolles inhaltreiches Kompendium, wie es der deutschen Literatur bisher gemangelt hat. In drei Hauptteilen: „Arbeiten im Felde", „Arbeiten im Hause" und „Paläontologische Sammel- und Präparations-Methoden" ist der Stoff in einer Weise gegliedert und wiederum durch ein Sachregister zugänglich gemacht, wie sie alten und jungen Fachgenossen, Studenten und Lehrern, Geologen, Bergleuten und Ingenieuren zusagen wird.

Es ist unmöglich, den reichen Inhalt von der Feldausrüstung des Geologen an bis zu den kurz gefassten Regeln für die Behandlung von Altertümern im einzelnen aufzuführen. Eine Menge von Abbildungen, Kärtchen, schematischen Listen erhöhen die Anschaulichkeit. Die Ausstattung ist, dem Wert des Werkes entsprechend, vortrefflich.

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.



57. Band.

IV. Heft.

Oktober, November, Dezember 1905.

(Hierzu Tafel XX—XXII u. 16 Beilagen.)

Berlin 1905.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz.)
SW. Kochstrasse 53.

Inhalt: Aufsätze S. 433—570, Monatsberichte S. 257—638.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1906

Vorsitzender:	Herr Beyschlag	Schriftführer: Herr Gagel
Stellvertretende Vorsitzende:	„ Wahnschaffe	„ Philippi
	„ Rauff	„ Krusch
Schatzmeister:	„ Dathe	„ Kühn
Archivar:	„ Jentzsch	

Beirat für das Jahr 1906

Herren: Baltzer-Bern, Kayser-Marburg, Rothpletz-München, Steinmann-Freiburg i. Br., Wichmann-Utrecht und Kalkowsky-Dresden.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der K. Preuß. geol. Landesanstalt u. Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Dr. C. Gagel tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens 8 Tage nach dem Vortrage einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 M. Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M.). Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden, solche von einzelnen Monatsberichten erübrigen sich, da letztere mit dem jeweilig nächsten Hefte jedes Jahrganges nochmals herausgegeben werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zu Gunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und soweit angängig besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Landesgeologen Dr. P. Krusch,**
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte Herrn **Landesgeologen Prof. Dr. Jentzsch,**
3. sonstigen geschäftlichen Briefwechsel, insbesondere Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen Herrn **Landesgeologen Dr. C. Gagel,**

   sämtlich zu Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.
4. Die Beiträge sind an die J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachf., Berlin SW., Kochstr. 53, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

und seien hier noch einmal kurz zusammengefaßt. Große Übereinstimmung zeigte sich bei allen in der Ausbildung vom Palatinum, Quadratum, Basiphenoid und ? Hyoid sowie im Vorhandensein diplocöler Wirbel. Auch im Verhalten der Handwurzel ergaben sich Anklänge. Ob sich daraus ein Grund entnehmen läßt für die Vermutung, daß *Stephanospondylus* der Abzweigungsstelle der Proganosaurier nahe gestanden hat, der Gruppe, deren Abstammung von den Cotylosauriern von CASE (40.) behauptet ist, lasse ich dahingestellt.

Irgend welche Ähnlichkeit mit *Protorosaurus* hat sich nicht feststellen lassen.

Da GEINITZ und DEICHMÜLLER das Ileum und Ischium für Scapula und Coracoid gehalten hatten, so gelangten sie zu Beziehungen zwischen *Stephanospondylus* und den jurassischen Dinosauriern Nordamerikas (11.). Das fällt natürlich bei der Umdeutung jener Knochen fort.

Aus den vorhergehenden Vergleichungen hat sich eine ziemlich große Verschiedenheit zwischen *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus* und den übrigen Cotylosauriern ergeben. COPE hat nun bei seiner Systematik der Cotylosaurier neben einigen anderen Merkmalen besonders den Zähnen große Wichtigkeit beigemessen. Wenn man ihm darin folgt, so dürfte man in Anbetracht eben jener großen Unterschiede von den bisherigen fünf Familien die Berechtigung nicht lange bestreiten, *Stephanospondylus* und *Phanerosaurus* in eine besondere Familie zu stellen, wofür ich den Namen Stephanospondylidae vorschlagen möchte. Es würde sich dann folgendes System der Cotylosaurier ergeben (meist nach COPE):

I. Zähne in einer einzigen Reihe.
  1. Zähne nicht quer verbreitert; Wirbel nur oberflächlich verknöchert; kein Hyposyphen. — Elginiidae.
  2. Zähne nicht quer verbreitert; Wirbelkörper verknöchert; kein Hyposphen — Pareiasauridae.
  3. Zähne nicht quer verbreitert; Rippen unmittelbar durch parallele quere Hautverknöcherungen überdeckt, die einen Panzer bilden. — Otocoelidae.
  4. Zähne mit quer zur Achse des Kiefers stehenden Kronen; Wirbel mit Hyposphen-Hypantrum Gelenkung[1]. — Diadectidae.

II. Zähne in mehr als einer Reihe in einem oder beiden Kiefern.
  5. Zähne mit zylindrischen Wurzeln. — Pariotichidae.

[1] Nach neueren Untersuchungen von CASE (50.) auch mit Hautverknöcherungen auf den Rippen, die einen Panzer bilden.

6. Zähne akrodont, mit quer zur Achse des Kiefers stehenden Kronen, unter der Krone eingeschnürt; Intercentra fehlen; kein Hyposphen. Stephanospondylidae.

Zusammenfassung.

Durch die erneute Bearbeitung von *Phanerosaurus pugnax* Gein. und Deichm. hat sich herausgestellt, daß dieses Tier eine neue, aber mit *Phanerosaurus* nahe verwandte Gattung darstellt, wofür der Name *Stephanospondylus* vorgeschlagen worden ist.

Stephanospondylus ist ein Cotylosaurier von sehr niedriger Entwicklung. Diese tut sich darin kund, daß das Schädeldach nicht mehr stark von dem eines typischen Stegocephalen abweicht, soweit Gliederung und Skulptur der Knochen und das große Scheitelloch in Betracht kommen; ferner darin, daß die Zähne einen ganz einfachen Faltenbau haben und daß auf der Maxilla zwei Zahnreihen vorhanden sind. Als Zeichen niedriger Organisation dürfte es auch zu betrachten sein, daß Schulter- und Beckengürtel so außerordentlich vollständig und in ihren einzelnen Teilen gut ausgebildet sind, und das diese Teile nicht mit einander verschmolzen sind. Wir dürfen daher wohl annehmen, daß noch keine Anpassnng an eine ganz bestimmte Arbeitsverrichtung und besondere Lebensweise stattgefunden hatte.

Als bemerkenswert war unter den Knochen des Schultergürtels das Cleithrum hervorgehoben worden, das, an sich schon eine große Seltenheit selbst unter den niedrigsten Reptilien, bei *Stephanospondylus* wohl ausgebildet ist und einen ganz und gar stegocephalenhaften Typus zur Schau trägt.

Die Wirbelbildung fand sich in ähnlicher Ausbildung gleichfalls nur bei Formen wieder, die wir mit Broili wohl nicht mit Unrecht als tiefstehend betrachten dürfen: bei *Labidosaurus* und *Seymouria*.

Eine eingehende Vergleichung mit den fünf vorhandenen Cotylosaurierfamilien hat ergeben, daß *Phanerosaurus* nicht zur Familie der Diadectiden gehört, wohin Cope ihn gestellt hatte, und daß *Phanerosaurus* und *Stephanospondylus* auch bei den vier anderen Familien nicht untergebracht werden können. Es ist deshalb für *Phanerosaurus* und *Stephanospondylus* die Aufstellung einer neuen Familie, die der Stephanospondylidae vorgeschlagen.

Literatur-Verzeichnis.

1. 1847—1855. H. von Meyer: Zur Fauna der Vorwelt. Die Saurier des Muschelkalkes.
2. 1856. H. von Meyer: Zur Fauna der Vorwelt. Die Saurier des Kupferschiefers.

3. 1859—1861. H. von Meyer: Paläontographische Studien. *Phanerosaurus Naumanni*. Paläontographica 7. S. 248.
4. 1861. H. B. Geinitz: Die Dyas.
5. 1876. R. Owen: Catalogue of the fossil Reptilia of South Africa.
6. 1878. E. D. Cope: On The Vertebrata of the bonebed in eastern Illinois. Proceed. Amer. Phil. Soc. **17**. S. 52.
7. „ E. D. Cope: Description of extinct Batrachia and Reptilia from the Permian formation of Texas. Ebenda.
8. „ H. G. Seeley: On new species of Procolophon from the Cape Colony. Quarterly Journal. **34**. S. 797.
9. 1880. W. H. Twelvetrees: On Theriodont Humeri from the upper Permian copper bearing sandstones of Kargalinsk near Orenburg. Bull. Soc. Imp. d. Naturalistes Moscou. S. 123.
10. 1882. H. B. Geinitz uud J. V. Deichmüller: Die fossilen Saurier in dem Kalke des Rotliegenden von Niederhäßlich im Plauenschen Grunde bei Dresden. K. min., geol. u. prähist. Mus. Dresden.
11. „ H. B. Geinitz und J. V. Deichmüller: Nachträge zur Dyas. II. Die Saurier der unteren Dyas in Sachsen Paläontographica **39**.
12. „ E. D. Cope: Second Contribution to the history of the Vertebrata of the Permian formation of Texas. Proceed. Amer. Phil. Soc. **19**. S. 38.
13. 1883. E. D. Cope: Third Contribution to the history of the Vertebrata of the Permian formation of Texas. Proceed. Amer. Phil. Soc. **20**. S. 253.
14. 1883—1901. A. Fritsch: Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. 4 Bde. Prag.
15. 1884. E. D. Cope: The Batrachia of the Permian Period of North America. Amer. Naturalist S. 26.
16. 1885. G. Baur: Zur Morphologie des Carpus und Tarsus der Reptilien. Zoolog. Anzeiger Nr. 208.
17. „ E. D. Cope: The Batrachia of the Permian beds of Bohemia and the Labyrinthodont from the Bijouri group. Amer. Naturalist **19**. S. 592.
18. „ M. Fürbringer: Über die Nervenkanäle im Humerus der Amnioten. Morphologisches Jahrbuch **11**. S. 484.
19. „ L. Dollo: Première note sur le Simoedosaurien d'Erquelinnes. Bull. Musée Royal d'Hist. Nat. Belgique. **3**.
20. 1886. G. Baur: Über die Kanäle im Humerus der Amnioten. Morphologisches Jahrbuch **12**. S. 299.
21. „ H. Credner: Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. VI. Entwicklungsgeschichte von *Branchiosaurus*. Diese Zeitschr. **38**. S. 576.
22. 1887. H. G. Seeley: Researches on the Structure, Organization, and Classification of the Fossil Reptilia. I. On *Protorosaurus Speneri* von Meyer. Philos. Transact. Royal Soc. London. **178**. S. 187.
23. 1888. H. G. Seeley: II. On *Pareiasaurus bombidens* Owen, and the Significance of its Affinities to Amphibians, Reptils and Mammals. Philos. Transact. Royal Soc. London. **179**.
24. „ H. Credner: Die Stegocephalen und Reptilien u. s. w. VII. *Palaeohatteria longicaudata*. Diese Zeitschr. **40**. S. 488.

25. 1888. A. GAUDRY: Les vertébrés fossiles d'environs d'Autun.
26. 1888—1890. R. LYDEKKER: Catalogue of the Fossil Reptilia and Amphibia in the British Museum (Part IV).
27. 1889. H. G. SEELEY: Researches VI. On the Anomodont Reptilia and their Allies. Philos. Transact. Royal Soc. London. **180** B.
28. „ G. BAUR: *Palaeohatteria* CREDNER and the Proganosauria. Amer. Journal of Science **37**. S. 310.
29. 1890. K. A. v. ZITTEL: Handbuch der Paläontologie. **3**.
30. „ E. D. COPE: Systematic Catalogue of the Species of Vertebrata found in the Beds of the Permian Epoch in North Amerika with Notes and Descriptions. Transact. Amer. Phil. Soc. N. S. **16**. S. 285.
31. 1892. H. G. SEELEY: Researches. VII. Further Observations on *Pareiasaurus*. Phil. Transact. Royal Soc. London. **179**.
32. 1893. E. F. NEWTON: On some reptiles from the Elgin sandstone. Philos. Transact. Royal Soc. London **184** B.
33. 1894. G. BAUR: Bemerkungen über die Osteologie der Schläfengegend der höheren Wirbeltiere. Anatomischer Anzeiger **10**. S. 315.
33a. „ H. G. SEELEY: Researches IX. Sect. 1. On the Therosuchia. Phil. Transact. **185**.
34. 1895. E. D. COPE: The Reptilian order Cotylosauria. Proceed. Amer. Phil. Soc. **34**. S. 436.
35. „ K. A. v. ZITTEL: Grundzüge der Paläontologie.
36 „ C. GEGENBAUR: Clavicula und Cleithrum. Morpholog. Jahrb. **23**. S. 1.
37. „ H. G. SEELEY: Researches IX. Section 4. On the *Gomphodontia*. Philos. Transact. Royal Soc. London. **186**. S. 1.
38. „ H. G. SEELEY: Researches IX. Sect. 5. On the skeleton in new Cynodontia from the Karroo Rocks. Philos. Transact. Royal Soc. London. **186**.
39. 1896. E. D. COPE: Second contribution to the history of the Cotylosauria. Proceed. Amer. Phil. Soc. **35**. S. 122.
40. 1898. E. C. CASE: The Significance of certain Changes in the Temporal region of the primitive Reptilia. American Naturalist **32**. S. 69.
41. „ C. GEGENBAUR: Vergleichende Anatomie der Wirbeltiere. 2 Bde. Leipzig.
42. 1899. F. BROILI: Ein Beitrag zur Kenntnis von *Eryops megacephalus*. Paläontographica **46**. S. 61.
43. „ G. BAUR und E. C. CASE: The History of the Pelycosauria, with a Description of the Genus *Dimetrodon* COPE. Transact. Amer. Phil. Soc. **20**.
44. 1900. M. FÜRBRINGER: Zur vergleichenden Anatomie des Brustschulterapparates und der Schultermuskeln. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. **34**. S. 215.
45. 1902. O. JAEKEL: Über *Gephyrostegus bohemicus*. Diese Zeitschr. **54**. S. 127.
46. „ F. VON HUENE: Übersicht über die Reptilien der Trias. Geol. u. paläontolog. Abhandl. N. F. VI. Heft 1.
47. 1902. O. JAEKEL: Die Zusammensetzung des Schultergürtels. S.-A. a. Verhandl. V. Internationalen Zoologenkongresses zu Berlin 1901.

48. 1902. W. VOLZ: *Proneusticosaurus*, eine neue Sauropterygiergattung aus dem unteren Muschelkalk Oberschlesiens. Paläontographica. **49**. S. 121.
49. 1903. F. BROILI: Permische Stegocephalen und Reptilien aus Texas. Paläontographica.
50. „ E. C. CASE: New or little-known Vertebrates from the Permian of Texas. Journal of Geologie **11**. S. 394.
51. „ E. C. CASE: The Osteology of *Embolophorus Dollovianus* COPE, with an attempted Restauration. Ebenda. S. 1.
52. „ R. BROOM: On an almost perfect Skeleton of *Pareiasaurus serridens* OWEN. Annals South African Museum **4**.
53. „ R. BROOM: On the Presence of a pair of Distinct Prevomers in *Titanosuchus*. Ebenda.
54. „ R. BROOM: On the Remains of *Procolophon* in the Albany Museum. Records Albany Museum **1**. Grahamstown, S. Africa.
55. „ H. CREDNER: Die Stegocephalen und Saurier u. s. w. X. *Sclerocephalus labyrinthicus*. Diese Zeitschr. **45**. S. 639.
56. „ O. JAEKEL: Über die Epiphyse und Hypophyse. Sitz.-Ber. Ges. Naturforsch. Freunde. Berlin. Nr. 2.
57. „ O. JAEKEL: Über *Ceraterpeton*, *Diceratosaurus* und *Diplocaulus*. N. Jahrb. f. Min. 1903. **1**. S. 109—134.
58. „ H. F. OSBORN: The Reptilian Subclasses Diapsida and Synapsida and the early History of the Diaptosauria. Mem. Museum Nat. Hist. New York 1903. S. 451—507.
59. 1904. O. JAEKEL: Über den Schädelbau der Dicynodonten. Sitz.-Ber. Ges. Naturforsch. Freunde. Berlin 1904. S. 172.
60. „ F. BROILI: Stammreptilien. Anatom. Anzeiger **25**. 577.
61. „ F. BROILI: Pelycosaurierreste von Texas. Diese Zeitschr. **56**. S. 268.
62. 1905. O. JAEKEL: Über den Schädelbau der Nothosauriden. Sitz.-Ber. Ges. Naturforsch. Freunde. Berlin 1905. S. 60.
63. „ H. SCHROEDER: *Datheosaurus macrourus* nov. gen. nov. sp. aus dem Rotliegenden von Neurode. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. f. 1904. Berlin 1905.
64. „ ROGERS: Geology of Cape Colony.

8. Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Ostasien unter besonderer Berücksichtigung der Provinz Schantung in China.

I. Teil.

Von Herrn Th. Lorenz in Marburg.

Hierzu 5 Beilagen und 2 Textfig.

Einleitung.

Im Frühjahr 1902 hielt ich mich unschlüssig über das Ziel meiner Reise in Shanghai auf, als mir v. Richthofens Buch: „Schantung und seine Eingangspforte Kiautschou“ in die Hände fiel. Die Darstellung des geologischen Teiles dieser Arbeit fesselte mich so ungemein, daß ich das Verlangen empfand, die Geologie Schantungs durch eigene Anschauung kennen zu lernen. Die einstimmig anerkannte wissenschaftliche Bedeutung des Autors war mir eine sichere Gewähr für eine schnelle geologische Orientierung. Durch meine Studien in den Alpen war mir der große Forscher kein Unbekannter mehr. Schon vor einem halben Jahrhundert hatte v. Richthofen die Grundzüge des Gebirgsbaues in Vorarlberg und im Rhaetikon mit genialem Blick richtig erkannt und dadurch eine Grundlage geschaffen, auf der wir jetzt weiter bauen. Eingedenk des Genusses, den mir das Studium seiner Forschungen auf heimatlichem Boden bereitet hatte, ward in mir der Gedanke wach, auch im fernen Osten seinen geistigen Spuren zu folgen.

Leider mußte ich wissenschaftlich unvorbereitet die Reise antreten. Die schwebenden Probleme und offenen Fragen in der Geologie Chinas waren mir zu jener Zeit völlig unbekannt. Umso dankbarer benutzte ich die Grundlage, die v. Richthofen in seiner Geologie von Schantung gegeben hat.

Es war am 13. Mai 1902, als ich in Tsingtau, dem Hafenplatz unserer Kolonie Kiautschou, eintraf. Das Gouvernement verschaffte mir in dankenswerter Weise ein Empfehlungsschreiben vom Vizekönig von Schantung, sodaß ich ohne Beanstandung im Lande umherstreifen konnte. Ich reiste zu Pferde, was mir eine große Ungebundenheit und Schnelligkeit der Bewegung ermöglichte.

Der Mangel an jeglichen Karten[1]) reifte in mir den Entschluß, eine Routenaufnahme im Maßstabe 1 : 250 000 vorzunehmen. Anspruch auf Exaktheit kann sie natürlich nicht machen. Von Dorf zu Dorf stellte ich die Himmelsrichtung fest, fragte nach den Entfernungen und trug die ungefähre Konfiguration des Geländes zu beiden Seiten des Weges auf der Karte ein. Auf diese Weise erhielt ich eine topographische Unterlage für meine geologischen Aufzeichnungen.

Was nun die geologischen Resultate meiner Reise betrifft, so fußen diese teils auf eigenen Beobachtungen, und teils auf denen Anderer. Ganz besonders habe ich danach gestrebt, das unendlich reiche und wertvolle geologische Beobachtungsmaterial v. Richthofens kritisch zu verarbeiten und nach großen, einheitlichen Gesichtspunkten mit meinen Neubeobachtungen in Einklang zu bringen. Es war gerade diese Arbeit, die viel Zeit in Anspruch nahm. Außerdem habe ich die ganze einschlägige Literatur über Asien durchgearbeitet, soweit sie mir zugänglich und bekannt war. Die einheitliche Zusammenfassung der verschiedenen geologischen Reiseergebnisse halte ich für durchaus nötig, um zur richtigen Lösung größerer Probleme zu gelangen. Bei den geologischen Arbeiten über Asien vermißt man leider mit wenigen Ausnahmen[2]) den Versuch gegenseitigen Anschlusses und das Streben nach großzügiger Auffassung. Die Erdgeschichte aber ist stets großzügig angelegt. Die Geologie Asiens läßt sich aus den wenigen, zufälligen Beobachtungen einzelner kleiner Forschungsgebiete heraus nicht begreifen. Bei den großen materiellen und physischen Opfern solcher Forschungsreisen ist dieser Mangel lebhaft zu bedauern, denn die Wissenschaft zieht nicht in dem Maße aus ihnen Nutzen, wie es wohl im Bereiche der Möglichkeit läge.

In umso hellerem Lichte erscheint das Reisewerk v. Richthofens[3]) über China. Zur Zeit seiner Entstehung existierte noch keine nennenswerte Vorarbeit. Ihn kann daher der Vorwurf mangelnden Anschlusses nicht treffen; gerade so wenig wie es der Arbeit an großzügiger Anlage fehlt.

Nach Durcharbeitung des großen v. Richthofenschen Werkes möchte ich nicht versäumen, an dieser Stelle meine Dankbarkeit und Bewunderung für den großen Meister auszudrücken. Die Resultate meiner Arbeit fußen zum größten Teil auf seinen

---

[1]) Die topograpischen Karten aus der Plankammer der kgl. Preuß. Landesaufnahme im Maßstabe 1 : 1 000 000 bekam ich erst nach meiner Rückkehr zu Gesicht.

[2]) In erster Linie gehört zu diesen v. Richthofen.

[3]) China 2. 1882, u. 4. 1883.

Ergebnissen und bilden nur eine verschwindende Ausgestaltung an dem Riesenbau v. RICHTHOFENscher Forschung über China.

Außer den Arbeiten v. RICHTHOFENS über Schantung liegt eine geologische Skizze von dem Kgl. preußischen Bergmeister KOERFER vor. Diese wurde im Auftrage und auf Kosten des Reichmarineamts hergestellt. Dafür, daß die Arbeit auf Kosten des Staates und mit Aufwand von sehr langer Zeit angefertigt wurde, hätte man etwas Besseres erwarten dürfen. Man merkt Text wie Karte den Mangel an geologischer Schulung an. Das Kohlenfeld von Poschan in Schantung hatte bereits v. RICHTHOFEN richtig aufgenommen. KOERFERS Kartierung ist dagegen fehlerhaft. KOERFER hat nicht einmal vermocht, die ONOstreichende Längsverwerfung unmittelbar südlich von Poschan — die wichtigste Störungslinie jenes Gebietes — in richtiger Form auf die Karte zu bringen! Immerhin bleibt seine Karte eine Bereicherung unserer geologischen Kenntnisse, namentlich für die Gebiete, die v. RICHTHOFEN nicht bereist hat. — Als einen Beitrag zur Paläontologie von Schantung besitzen wir seit kurzem eine glänzende Arbeit von MONKE[1]). Darstellung und Ausführung sind hervorragend. — Neuerdings hat der englische Paläontologe CRICK[2]) einige Nautiloideen von Tschingtschoufu beschrieben. Den geologischen Schlußfolgerungen dieses Fachgenossen kann ich mich nicht ganz anschließen. — RINNE[3]) veröffentlichte letzten Winter eine Arbeit über Schantung, die sich lediglich auf die Untersuchung vulkanischer Gesteine erstreckt.

Die Resultate meiner Forschungen bestehen aus einem geologischen und einem paläontologischen Teil. Beide liegen schon seit einem halben Jahre mit allen Beilagen druckfertig vor. In letzter Stunde habe ich mich noch entschlossen, den ganzen paläontologischen Teil nebst den Fossiltafeln als 2. Teil etwas später folgen zu lassen. Der Grund hierfür liegt darin, daß ich bei dem Studium der kambrischen Trilobiten interessante, weitausschauende entwicklungsgeschichtliche Beziehungen entdeckt habe, deren endgiltige Veröffentlichung ich erst nach genauerem vergleichenden Studium an größeren kambrischen Trilobitenfaunen aus schwedischen Sammlungen wagen möchte.

Stratigraphischer Teil.

Die Stratigraphie Schantungs hat durch meine Untersuchungen eine Förderung erfahren. Was an geologischen Karten über

---

[1]) Oberkambrische Trilobiten von Yen-tsy-yai. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. **23**. 1902.

[2]) Geol. Magazine **11**. 1903.

[3]) Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. Diese Zeitschr. **56**. 1904.



Fig. 1. Endmoräne des Höchelsberges bei Geesthacht (S. 440).



Fig. 2. Fördereinschnitt der Krüzener Ziegelei.



Fig. 3. Nordwand der Krüzener Ziegeleigrube.

C. Gagel phot. 1905.

J. F. Starcke. Berlin W.


BRITISH MUSEUM
G
D.
NATURAL HISTORY

Schantung vorliegt, stammt von v. RICHTHOFEN aus dem Jahre 1886 und von KOERFER, Berlin, 1901. Die geologischen Darstellungen v. RICHTHOFENS, die auf den Feldaufnahmen seiner Reise im Jahre 1869 beruhen, sind in den Hauptzügen bewunderungswürdig richtig. Die Karte KOERFERS weist naturgemäß einige Fortschritte auf; nur ist sehr zu bedauern, daß er sich ganz schematisch an die provisorische Schichtenfolge v. RICHTHOFENS anlehnt.

In Nachfolgendem habe ich meine geologischen Beobachtungen in Schantung mit den Erfahrungen anderer in Zusammenhang gebracht und nach Formationen gegliedert.

Das Archaeikum oder Grundgebirge.

v. RICHTHOFEN hält die Unterlage der palaeozoischen Sedimentscholle in Schantung für Urgneis. Er sieht in ihr die Urerstarrungskruste unseres Planeten. Ich muß bekennen, daß ich typischen Gneis sehr wenig auf meiner Reise angetroffen habe, obgleich ich große Strecken auf dem vermeintlichen Grundgebirge zurückgelegt habe. Was ich als Unterlage des Palaeozoikum sah, war meist ein körniger Granit. Zu demselben Resultat ist auch RINNE gekommen, der besonders das Kiautschou-Pachtgebiet vom petrographischen Gesichtspunkt aus durchforscht hat. Auch er hat anstatt des Gneises auf der KOERFERschen Karte Granit als hauptsächlichstes Gestein angetroffen. Man darf wohl mit Recht behaupten, daß das Archaeikum in Schantung sehr zurücktritt. RINNE traf Gneis nur auf einer kleinen Insel bei Tsingtau. Der viel verbreitete körnige Glimmergranit im Grundgebirge ist höchst wahrscheinlich algonkisch[1]. Neben diesem tritt noch ein ganz junger Granit auf, der allem Anschein nach tertiären Alters[2] ist. Letzterer ist mehr von lokaler Verbreitung, während ersterer in großer Ausdehnung das wirkliche Grundgebirge in Schantung im Liegenden der palaeozoischen Sedimente vertritt.

Algonkium.

Diese Formation mit ihren Sedimenten und vulkanischen Gesteinen ist in Schantung außerordentlich verbreitet. Nach v. RICHTHOFEN haben die algonkischen Sedimente im nördlichen China eine Mächtigkeit von 3—4000 m. In Schantung sind sie durch metamorphische Kalke (Urmarmor), Glimmerschiefer, Granite, Serpentine, Diabase, Amphibolite, Epidotite etc. vertreten.

---

[1]) Die Beweise hierfür findet man bei der Beschreibung der algonkischen Formation.

[2]) Zu diesem rechne ich z. B. die granitischen Gesteine des Tschangshan und die von RINNE untersuchten Granite des Lauschan. Beide haben die mesozoisch-tertiären Sandsteinschiefer durch Kontakt verändert. Ganz exakt ist die Altersbestimmung dieses Granites nicht zu erbringen.

Auf meiner Reise habe ich diese verschiedenen Gesteinsarten selbst gesehen und später durch mikroskopische Untersuchung als solche erkannt. In der Hauptsache ist die mächtige Sediment- und Ergußgesteinsdecke durch Gebirgsabtragung wieder verschwunden. Ihr Gesteinsmaterial tritt uns in den zeitlich darauffolgenden palaeozoischen Schichten der angrenzenden Gebiete in neuer Auflage entgegen. Die gewaltigen granitischen Eruptivstöcke, die am Schluß des Algonkium aufstiegen, sind durch die postalgonkische Denudation freigelegt worden Sie spielen in der Stratigraphie Schantungs eine große Rolle. Die palaeozoischen Sedimente ruhen diskordant auf den abradierten Schichten des Algonkium.

Der Nachweis des algonkischen Alters jenes Granites, der in großer Verbreitung in Schantung die Unterlage des Palaeozoikum bildet, ist leicht zu erbringen. Wir sehen keine Kontaktwirkung des Granitmagmas auf die kambrischen Sedimente, sodaß ihr Alter sicher praekambrisch sein muß.

Nun ist die Frage zu entscheiden, ob der Granit archaeisch oder algonkisch ist. Hierfür eignen sich die Untersuchungsergebnisse an Schliffen dieses Grundgebirgsgranits aus Bohrlöchern[1]) bei Fangtse in Schantung. Die eine Probe erwies sich als körniger Biotitgranit, der absolut nicht verdrückt war. Der Glimmer war schön begrenzt. Die Quarze zeigten keine undulöse Auslöschung. Starke Zusammenpressung und Gebirgsfaltung konnte dieser Granit nicht durchgemacht haben. Archaeisches Alter ist daher ausgeschlossen, weil am Ende des Archaeikum erwiesenermaßen eine intensive Gebirgsfaltung im nördlichen China Platz gegriffen hatte, deren Spuren der Granit, wenn er schon dagewesen wäre, unfehlbar aufweisen müßte. Hiernach bliebe nur noch die Möglichkeit algonkischen Alters übrig. Also führt uns eine einfache, klare Beobachtung in logischer Gedankenfolge zu dem Ergebnis, daß der weitverbreitete **Granit**, der in **Schantung** als Unterlage der Sedimente auftritt, **algonkischen Alters** ist. Er entstand gleichzeitig mit der gewaltigen algonkischen Dislokation. Die Spuren der algonkischen Gebirgsfaltung konnte er daher nicht an sich tragen. Und postalgonkische Zusammenpressungen der Gebirge sind im nordöstlichen China nicht mehr eingetreten. Die nachfolgenden Dislokationen (im Tertiär) bestehen zur Hauptsache nur aus Vertikalverschiebungen[2]).

---

[1]) Ich verdanke die Gesteinsproben Herrn Bergassessor Krause von der Schantung-Bergbaugesellschaft in Berlin.

[2]) Ich möchte nicht die Tatsache verschweigen, daß andere Proben eines glimmerarmen Granits aus einem anderen Bohrloch aus derselben Gegend von Fangtse stark verdrückt waren. Diese Partien gehörten

Neben diesem Hauptherd granitischen Magmas findet sich eine bunte Serie von Ganggesteinen verschiedenster chemischer Abstufung. Auch Serpentin kommt vor. Er durchzieht den algonkischen Urmarmor (bei Wua-loa-tze, 30—40 km südlich von der Stadt Kiautschou etc.) in feinsten Lamellen. Diese Serpentindurchtränkung bietet unter dem Mikroskop eine herrliche Wiederkehr des Bildes von *Eozoon canadense*, jener vermeintlichen Morgenröte organischens Lebens.

In genetischem Zusammenhang mit den basischen Eruptiva steht sehr wahrscheinlich das Vorkommen von Diamanten. Das Alter dieser Edelsteine wäre demnach ein außerordentlich hohes. Wir treffen in Schantung die Diamanten nur in diluvialen Seifen an. Es wäre nun sehr wünschenswert, Erfahrungen darüber zu sammeln, mit welcher Art von Gesteinsbrocken die Diamanten auf ihrer sekundären Lagerstätte vergesellschaftet ist, um ihre Altersbestimmung über allen Zweifel zu erheben.

Einige Zonen von Glimmerschiefer (vgl. z. B. Kartenskizze A) treffen wir an. Sie treten nur noch in wenigen isolierten Muldenkernen auf. Also ist das Maß der Abtragung des algonkischen Gebirges gewaltig. Welch' unendliche Zeiträume müssen verflossen sein, wenn wir bedenken, daß Gebirge von vielleicht gewaltigeren Dimensionen als unsere Alpen in der Zeit zwischen der algonkischen Faltung an Schluß des Algonkium und der Wiederbedeckung durch das palaeozoische Meer eingeebnet worden sind.

Auf das Algonkium[1]) folgt als wichtigste Formationsgruppe

das Palaeozoikum.

Es liegt tafelförmig, ohne erhebliche Faltungserscheinungen, in diskordanter Lagerung auf den Schichtenköpfen der archaeischen und algonkischen Formation. Schon v. Richthofen hat in der Topographie auf den Gegensatz hingewiesen, den die bankig gelagerten Sedimente und das körnig zerfallende Grundgebirge bilden. Überschaut man z. B. von der Confuciuskapelle oben auf dem Heiligenberge bei Tai-gan-fu den hohen Teishan, so bleibt einem geographisch geschulten Beschauer der Kontrast zwischen den langgezogenen parallelen Linien des Deckgebirges und den gerundeten, welligen des Grundgebirges in unauslöschlicher Erinnerung.

---

jedenfalls lokalen Quetschungen an, die die Verwerfungen begleiten, welche jenes Gebiet betroffen haben. Im genügenden Abstand von diesen Störungslinien ist der Granit unverändert.

[1]) Das Algonkium umfaßt ungefähr eine ebensolange Zeit wie das ganze Palaeozoikum.

Untersinische Schichten.

Diese legen sich als ältestes Palaeozoikum diskordant über das Grundgebirge. An der Basis liegen vornehmlich kalkarme Schichten: Quarzite, Tonschiefer oder auch Sandsteine. Bemerkenswert ist, daß die offenkundige palaeozoische Transgression sich hier ohne Bildung von Basalkonglomeraten vollzogen hat.

Südlich Liu-pu in der Taischankette (vgl. Profil A—B u. C—D zu Kartenskizze A.) bestehen die unteren Schichten aus Quarziten, Kalkschiefern und bunten Rauchwacken. v. Richthofen[1]) hat den gleichen Horizont 30 km weiter westlich auf seiner Reiseroute Taiganfu—Tsinanfu angetroffen. Am Nordausgang des Dorfes Masz südlich Wei-hsiën (vgl. Profil durch die Kohlenfelder, unten auf Beilage V) beginnt diese Formation mit gelben Sandsteinen, auf die rote Mergelschiefer folgen. Bei Tschang-liu-tschang (vgl. Profil J—X zu Kartenskizze C) liegen zu unterst rote, graue, sandige Mergelschiefer mit Sericitschüppchen. Dann folgen erst quarzitische Kalkschiefer. Also fehlen auch hier grobe Transgressionsprodukte trotz erwiesener Transgression.

Fossilien sind aus diesen Schichten in Ostasien nicht bekannt. Eine direkte Parallelisierung mit dem Kambrium Europas und Amerikas ist daher noch nicht möglich. In dem Falle folgt man vorläufig am besten v. Richthofens Vorschlägen und bezeichnet die Sedimente als untersinische Schichten. Sie würden ungefähr dem Unterkambrium unserer europäischen Schichtenfolge entsprechen.

Obersinische Schichten.

Die Formation besteht petrographisch aus schmutziggelben[1]), sandigen Mergelschiefern, Kalkschiefern und ruppigen Kalken. Ein häufiger Wechsel der verschiedenen Ausbildungen ist hier die Regel. Deswegen erkennt man schon aus der Ferne die Felswände als zu dieser Formation gehörig. Die bankigen Kalke treten als Leisten hervor, und die feinen Schiefer bilden meist Hohlkehlen. Die Schutthalden sind sehr charakteristisch, sie haben stets eine bräunliche Färbung. Der Gesteinscharakter der Formation ist treffend als schüttig zu bezeichnen. Bei Tsching-tschou-fu tritt in den obersinischen Schichten ein eisenschüssiger, glaukonitischer, spätiger Kalk auf, der lagenweise von zerbrochenen Trilobitenschalen erfüllt ist. Er bildet einen wahren Schalengrus (Lumachelle). Diese Lagen entsprechen nach den Fossilfunden dem europäischen und amerikanischen Oberkambrium. Südlich Masz haben die mittelkambrischen Schichten

[1]) China 2. S. 196.

das Aussehen unseres deutschen Muschelkalkes. Daneben treten grünliche, feinschiefrige Mergel auf und Kalkschiefer, die lebhaft an die Effingerschichten der Schweiz erinnern.

Innerhalb der obersinischen Formation treten einige charakteristische Horizonte auf, die für eine rohe Gliederung von Wert sein dürften. In den obersten Lagen gleich unter den bankigen, reinen Silurkalken findet sich eine Schicht mit einem homogenen Kalkkonglomerat. Ich habe dasselbe an verschiedenen Punkten von Schantung anstehend[1]) angetroffen. Ein Handstück dieses Konglomerats von Tsching-tschou-fu habe ich näher untersucht und an ihm zuerst erkannt, daß das Gebilde nicht mechanischer Entstehung, sondern organogen ist. In einer vorläufigen Notiz[2]) hierüber habe ich die Ansicht vertreten, daß es sich um Kalkalgen handele. Die Auffassung hat sich als irrig erwiesen. Nach weiterer eingehender Untersuchung ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß hier Spongien vorliegen. Ich zögere indessen, schon jetzt Endgültiges darüber auszusagen. Ich werde die Untersuchungen fortsetzen und später darauf zurückkommen.

Es ist gewiß kein Zufall, daß v. Richthofen in der Provinz Liautung (Mandschurei) ebenfalls in den obersten Schichten der obersinischen Formation die gleiche Bildung angetroffen hat. Er hat dieses Konglomerat als Wurmkalk bezeichnet. Wir finden darüber folgende Angaben[3]), die ich wörtlich folgen lasse:

„Aus tieferen Schichten[4]) kommen Bruchstücke von Kalk herab, welche ungemein charakteristisch und der sinischen Formation eigentümlich sind. Es sind dies außer den bereits erwähnten globulitischen Kalken die Narbenkalke von Saimaki und gewisse halbkristalline, dunkelrotbraune Kalke mit lang elliptischen, wurmförmigen Zeichnungen, die ganz regellos angeordnet sind und nur von rundscheibenförmigen Einschlüssen herrühren können. Das Innere derselben ist grau und von dichter Textur. In Schantung schleift man Kugeln davon. Ich pflegte

[1]) Erstens südlich Tsinanfu (vgl. Profil A—B zu Kartenskizze A), zweitens südlich vom Kohlenfeld Putzuen oben in der Taishankette, dort wo die Grenzmauer nächst der Wasserscheide über das Gebirge hinweg zieht (vgl. Kartenskizze C), drittens 4 km westlich Tsching-tschou-fu und viertens südlich von Laiwu (vgl. Profil G—H Kartenskizze A).

[2]) Ascosomaceen, eine neue Familie der Siphoneen aus dem Cambrium von Schantung. Zentralbl. f. Min., 1904 S. 193.

[3]) v. Richthofen, China 2. S. 99.

[4]) Es handelt sich um ein Profil bei Hsiau-sörr in der chinesischen Provinz Liautung in der Mandschurei. Das Hangenste bilden bankige Kalke mit untersilurischen Orthoceren. Darunter folgen die obersinischen Schichten mit dem interessanten organogenen Konglomerat.

diese Gesteine in meinem Tagebuch als Wurmkalk zu bezeichnen".

Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß hier ein gleichaltriger Horizont vorliegt. Die Vermutung bedarf natürlich der Bestätigung. Es wäre sehr wünschenswert, wenn später Forschungsreisende auf den wichtigen und interessanten Horizont besonders achten würden.

Weitere, leicht kenntliche Horizonte bilden globulitische Kalke, die in Ostasien in den obersinischen Schichten eine enorme horizontale Verbreitung gehabt haben. Die Globulite sind ziemlich große Oolithe, die das Aussehen von grobkörnigem Rogen haben. Sie besitzen konzentrische und radialstrahlige Struktur. Meist bestehen sie aus kristallinem Kalk. In letzterem Falle ist jede Struktur abhanden gekommen. An einigen Exemplaren erkennt man in der Mitte einen deutlichen länglichen Hohlraum. Eine besonders charakterisierbare organische Struktur läßt sich nicht feststellen. Trotzdem scheinen mir die weite horizontale Verbreitung und die Beschränkung auf ganz bestimmte Horizonte auf ihre organische Natur hinzuweisen. Diese Umstände machen ihre Deutung als chemisch-mechanische Bildungen unwahrscheinlich.

Im Profil A—B zu Kartenskizze A südlich Tsinanfu (vgl. Beilage V) sehen wir die stratigraphische Beziehung der beiden Globulitenhorizonte zu dem organogenen Kalkkonglomerat. Die Reihenfolge deckt sich mit den Beobachtungen v. RICHTHOFENS in der Mandschurei. Er unterscheidet in den sog. Lungmönnschichten von Liautung einen unteren und einen oberen globulitischen Kalkhorizont und als obersten Horizont den Wurmkalk, den ich oben mit dem organogenen Kalkkonglomerat identifiziert habe. Auch in Korea ist die Verbreitung der globulitischen Kalke in gleichaltrigen Schichten durch GOTTSCHE[1]) bekannt geworden. Hinsichtlich der Verbreitung der Oolithe in den obersinischen Schichten Asiens sind die Angaben von v. TOLL[2]) sehr interessant. Er berichtet von Oolithoiden aus mittelkambrischen Schichten aus den entferntesten Teilen Sibiriens. Vom Olenek im Norden bis zur mittleren Tunguska im Gouvernement Jenisseisk im Westen hat er diese Globulite angetroffen. Die Entfernung von Olenek bis nach Schantung beträgt praeter propter 4000 km — also eine recht bedeutende Verbreitung des Oolithhorizontes.

Das Alter der obersinischen Schichten entspricht ungefähr dem Mittel- und Oberkambrium. Die von mir in Schantung

---

[1]) Geologische Skizze v. Korea. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Berlin 1886. 2.

[2]) Über die Verbreitung des Untersilurs und Cambriums in Sibirien. N. Jahrb. f. Min. 1895 2.

gesammelten Fossilien aus den Schichten ergaben mittel- und oberkambrisches Alter. Das Nähere hierüber wird man im zweiten Teil dieser Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Ostasien finden. Die erste Beschreibung von Fossilien aus sinischen Schichten Schantungs verdanken wir MONKE [1]. Die von ihm beschriebene Fauna ist oberkambrisch und stammt vom Jen-tsy-yai (auf ± $36,1^0$ Breite und $118^1/_2{}^0$ Länge östl. Greenw.)

Silurkalke.

Diese Formation ist zuerst von mir einwandsfrei in Schantung nachgewiesen worden. v. RICHTHOFEN [2] hat die Schichten irrtümlicherweise für Unterkarbon gehalten. Er schreibt hierüber: „Da bisher in Schantung keine Schichten gefunden worden sind, welche den Perioden des Silur und Devon entsprechen, so folgt auf die sinischen Schichten sofort die Steinkohlenformation.“ Dieser selben Täuschung unterlag KOERFER, als er seine geologische Karte von Schantung entwarf.

Das Silur besteht vorwiegend aus reinen marinen, bankigen Kalken. Der Gesteinswechsel von den obersinischen Schichten zum Silur ist im Ganzen genommen klar und nicht zu übersehen. Die Grenze gegen die kambrisch-sinischen Schichten ist nicht scharf. Es vollzieht sich ein allmählicher Übergang. Gegen die obere Grenze des Silur tritt eine solche Änderung in der sonst gleichen Gesteinsbeschaffenheit dieser Formation ein, die auf eine erhebliche Meeresveränderung schließen läßt. Wir finden nämlich manchenorts einen Horizont, der aus einer eisenschüssigen, kavernösen, tonig-sandigen Rauchwacke besteht. Anderswo sehen wir als oberen Abschluß der marinen Kalke eine poröse, dolomitische Breccie. In dem nachfolgenden Abschnitt über die geologische Entwicklungsgeschichte Schantungs werden wir sehen, daß die Gesteinsmerkmale auf große geologische Veränderungen in der Verteilung von Festland und Meer hindeuten. Die dolomitisch-salinaren Bildungen spiegeln eine gewaltige **Regression** des Meeres wieder, die sich etwa zur **mittleren Silurzeit** in **Schantung** vollzogen hat.

Das silurische Alter der marinen Kalke ist durch Fossilfunde gesichert, die ich in den oberen Schichten dieser Formation auf dem Gipfel des Hoschan (vgl. Profil T—U zu Kartenskizze C, Beilage V) und südlich von Wentzo bei Santefan (vgl. Profil T—L zu Kartenskizze C, Beilage V) gemacht habe.

In den Silurkalken finden sich hier und dort Eruptivgesteinslager und Stöcke, mit denen Eisenerzlager verknüpft sind. Die

---

[1]) a. a. O.

[2]) Schantung und Kiautschou. Berlin 1898. S. 60.

meisten Lagerstätten sind unbedeutend und für den Abbau nicht lohnend. Das bedeutendste liegt am Tië-shan im Norden nahe der Eisenbahn Wei-hsiën—Tsinanfu (vgl. Kartenskizze D auf Beilage I und Profilansicht auf Beilage V). Der Erzbringer ist ein Augitporphyrit.[1]) Es treten dort etliche Erzgänge auf, die größtenteils durch Eruptiva verunreinigt sind. Großen bergbaulichen Wert scheinen die Vorkommnisse nicht zu haben.

Diese Erzlagerstätte fiel umsomehr in meiner Beurteilung ab, als ich mir kurz vorher in den großen Eisenerzgruben im Tajeh-Bezirk in der Provinz Hupeh in Central-China das Erzlager genau angesehen hatte. Dort finden sich dieselben geologischen Verhältnisse. Anstatt 4—7 m Mächtigkeit wie in Schantung haben wir ein Eisenerzlager von 100 m Mächtigkeit und von vielen km Ausdehnung. Mit einem solchen Vorkommnis dürfte das von Schantung nicht konkurrieren können.[2])

Es gibt in Schantung fast überall kleine Eisenvorkommnisse. Manchmal deutet die auffällige Rotfärbung des Bodens schon darauf hin, daß im Untergrunde Eisenerze vorhanden sind. Nördlich und südlich von Tsinanfu finden sich kleinere Eisenlager dieser Art. Das Eruptivgestein hat hier den Silurkalk marmorisiert. Nördlich von Tsinanfu haben wir am Kontakt mit dem Eruptivgestein eine eigentümliche Fazies der Kontaktbildung, über deren Natur ich mir nicht klar geworden bin. Sie erscheint als grusiger Sandkalk.[3])

Südwestlich von Laiwu (vgl. Kartenskizze A. Profil F—E) erhebt sich ein kleiner Granitstock, der die Silurkalke direkt aufgewölbt hat. Aufwölbung durch Faltung habe ich sonst in Schantung nicht viel beobachtet.

Nördlich von Laiwu bemerkte ich ebenfalls eine kleine Eisenerzlagerstätte im Kontakt von Silurkalk mit Granit. Hier sah ich den sonst dunklen Silurkalk hell und marmorisiert.

Devon.

Während des größten Teils dieser Periode existierte in Schantung Festland. Aus Gründen der vergleichenden Geologie

---

[1]) Herrn Prof. Dr. Beck in Freiberg i. S. bin ich sehr zu Dank verbunden für die Bereitwilligkeit, mit welcher er sich der Mühe unterzogen hat, einen Teil meiner Dünnschliffe durchzusehen.

[2]) Ich halte daher den Optimismus nicht für gerechtfertigt, den z. B. Exzellenz Fischer in der Kolonialgesellschaft zu Berlin vor einem größeren Publikum hinsichtlich des Eisenreichtums Schantungs und seiner Bedeutung als wichtigen wirtschaftlichen Faktors an den Tag gelegt hat. Fischer, Reiseeindrücke aus Schantung. Berlin 1902.

[3]) Herr Privatdozent Dr. Reinisch in Leipzig, dem ich meine vulkanische Gesteinssammlung zur Beschreibung übergeben habe, wird vielleicht hierüber Ausführlicheres berichten.

glaube ich, daß das oberste Devon in den Sedimenten vertreten ist, die sich auf den marinen mittelsilurischen Kalken befinden.

Gegen Ausgang des Silur war Schantung von Meeresbedeckung frei. Erst am Ende des Devon setzte die große Transgression ein [1]), die sich in dem ganzen mittleren Asien nachweisen läßt. Direkt handgreifliche Beweise wie Fossilfunde liegen hierfür noch nicht vor. Aber andere nicht weniger gravierende Gründe sprechen dafür.

Die marinen Silurkalke endigen nach oben mit einer Korrasionsfläche, die aus der Festlandszeit nach der obersilurischen Meeresregression stammt. In den Aushöhlungen der unebenen Flächen befinden sich Lager von Töpferton, deren Entstehung von den Auswaschungen der Silurkalke bei Eintritt der Transgression herrührt. Auf die zeitliche Unterbrechung der Sedimentbildung setzte nach erfolgter Transgression wieder die Sedimentation ein. Der Zeitpunkt der erneuten Meeresbedeckung ließe sich direkt bestimmen, wenn man in den Basalschichten der neuen Sedimentreihe Fossilien gefunden hätte. Die ersten bekannt gewordenen Fossilien stammen aber aus Schichten, die ca. 60—100 m über der korrodierten Festlandsfläche liegen. Indem wir nun von diesem paläontologisch fixierten Zeitpunkt nach Maßgabe der 100 m Sedimente, die uns von der Korrasionsfläche trennen, zurück rechnen, sind wir in der Lage, ungefähr den Zeitpunkt der großen Transgression zu ermitteln. Die fraglichen Fossilschichten gehören dem Mittelkarbon an. Also muß die Transgression weiter zurückliegen als das Mittelkarbon. Daher wäre es wahrscheinlich, daß die Transgression zur Unterkarbonzeit stattfand. Um der geologischen Wahrheit möglichst nahe zu kommen, tun wir gut, die geologischen Verhältnisse der Nachbargebiete in Betracht zu ziehen.

Im ganzen westlichen China, von der Provinz Shensi im Norden bis Kwangsi im Süden, ist der Nachweis einer mittel- bez. oberdevonischen Transgression erbracht. Auf demselben Meridian ($115\frac{1}{3}^0$) finden wir im Norden bei Nertschinsk in Transbaikalien ebenfalls die Spuren einer oberdevonischen Transgression. Eine Transgression von solcher Verbreitung dürfte in den dazwischen liegenden Gebieten nicht spurlos vorübergegangen sein. Da wir in Schantung tatsächlich die Anzeichen einer großen Transgression haben, die ungefähr in dieselbe Zeit fällt, so dürften wir nicht fehl gehen, wenn wir hier einen zeitlichen Zusammenhang annehmen und das Alter der **Transgression**

---

[1]) Im Abschnitt über die geologische Entwicklungsgeschichte von Schantung komme ich auf dieses geologische Ereignis ausführlicher zurück.

in der **Provinz Schantung** im Hinblick auf die oberdevonische Transgression des westlichen Asiens für **oberdevonisch** erklären. Die geologische Entwicklungsgeschichte der Nachbargebiete muß aushelfen, solange ergiebigere Fossilfunde den direkten Beweis nicht möglich machen.

Das Oberdevon besteht aus Sandschiefern, Mergelschiefern oder Konglomeraten. Da diese Schichten die Niederschläge einer neuen Meeresbedeckung darstellen, so lernen wir daraus, daß die petrographischen Anzeichen einer Transgression nicht immer in grobklastischen Sedimenten zu bestehen brauchen!

Die Schichten des Oberdevon lagern konkordant auf den Ablagerungen des Silur. Konkordanz[1]) bei stattgehabter Transgression ist besonders bemerkenswert und lehrreich, da oft bei längerer Unterbrechung des Meeresabsatzes Diskordanz der Lagerung eintritt.

Karbon.

Diese Formation folgt in gleichförmiger Lagerung auf das Oberdevon. Das Gestein besteht aus reinen oder quarzitischen Kalken, rötlichweißen oder schwarzen kohligen Mergeln, Sandschiefern oder konglomeratischen Sandsteinen. Wichtig ist die Formation durch die Steinkohlenflöze, die sie birgt. Die Kohle kommt in mehreren Flözen übereinander vor. Die Mächtigkeit wechselt außerordentlich von 4 m bis zu kleinen Schmitzen. Die Güte der Kohle ist sehr verschieden. Die Flöze verlieren zuweilen an Wert durch großen Gehalt an Schwefelkies. Oft werden sie durch Sandführung unbrauchbar. Immerhin ist auch gute, wertvolle Kohle dabei, deren Aufsuchen natürlich Zeit, Geduld und Geld kostet. Besondere Schwierigkeit bietet dem Abbau z. T. die tektonische Zerstücklung der Sedimentdecke durch Verwerfungen. Gleichzeitig im Zusammenhang hiermit steht eine reiche Durchdringung der Flöze mit harten Silikatgesteinsgängen (Basalt, Andesit), die für den Abbau ebenfalls hinderlich sind.[2])

Die Mächtigkeit der Flöze in horizontaler Ausdehnung ist nicht konstant, sondern bedeutenden Schwankungen unterworfen. Die Vorausberechnung der Gesamtkohlenschätze Schantungs hat in den meisten Fällen zu viel zu großen Werten geführt, da man den günstigsten Fall als Norm angenommen hat.

Durch fossile Pflanzenreste, die ich aus etlichen Kohlenflözen Schantungs mitgebracht habe, steht das karbonische

---

[1]) Ein solcher Fall ist mir auch von Wimmis in den Freiburger Alpen bekannt, wo die Couches rouges (Obere Kreide) konkordant auf Jura liegen ohne grobklastische Basalschichten der transgressiven Decke.

[2]) In einem besonderen Kapitel komme ich noch im Speziellen auf die Schantungkohlenfelder zurück.

Alter der Steinkohle fest. Aus den verschiedenen Kalkbänken, die in den Mergeln und Sandschiefern auftreten, ist jetzt schon eine ansehnliche marine Fauna in Schantung zusammengekommen. Die exakte Bearbeitung derselben hat ein unterkarbonisches Alter ergeben. Die wichtigste Fundstätte für die marinen Karbonfossilien liegt bei Poschan.

Perm.

Die roten, grünen, gelben schiefrigen Sandsteine des Karbon setzen ohne Unterbrechung nach oben ins Perm fort. Die Periode ist besonders durch vulkanische Tätigkeit ausgezeichnet. Die Entstehung der in Schantung ungemein verbreiteten Porphyrite und deren Tuffe fällt in diese Periode. Schantung stand bei den vulkanischen Vorgängen unter Meeresbedeckung. Daher finden wir überall marine Tuffsedimente in Form von Tuffsandsteinen und auch Gesteinsgläser an, deren Entstehung wohl auf submarine Lavaergüsse zur Permzeit zurückzuführen sind.

Es steht außer Zweifel, daß ein großer Teil des vulkanischen Gesteinsmaterials von porphyritischem Habitus jungtertiären Alters ist und deswegen als Andesit angesehen werden muß. Hierfür spricht die Beobachtung, daß die Gesteinsgänge in Sedimenten auftreten, die im Hangenden von zweifellos jurassischen Schichten liegen. [1]).

Besonders hervorheben möchte ich, daß die in Schantung vorkommenden Konglomerate [2]) aus Porphyritmaterial nicht dem Perm angehören, sondern jüngeren Alters sind. Die Bildung dieser Konglomerate setzt notwendigerweise voraus, daß der Porphyrit schon fertig vorlag. Da der Porphyrit permisch ist, so müssen die Konglomerate sicher postpermisch sein.

Mesozoikum.

Aus diesem geologischen Zeitabschnitt kennen wir in Schantung erst seit kurzem einwandsfrei nachgewiesene Ablagerungen. Es ist das Verdienst Potoniés [3]), durch phytopaläontologische Untersuchungen zum erstenmal die Existenz von Jura in Schantung sicher erwiesen zu haben.

Die seit langem bekannten Juravorkommnisse (Kohlenflöze) am Altai, in der Mongolei, in der Provinz Tschili im nördlichen

---

[1]) So zwischen Fangtse und Wei-hsiën. Das jurassische Alter der Schichten ist durch Pflanzenreste unzweifelhaft.

[2]) Nicht zu verwechseln mit Eruptivbreccien, die ebenfalls in Schantung und höchst wahrscheinlich von jung-tertiärem Alter vertreten sind.

[3]) Futterer, Durch Asien 3. 1, 1903.

China und neuerdings in der Mandschurei ließen es bei der gleichen geologischen Entwicklungsgeschichte des ganzen Gebietes wahrscheinlich erscheinen, daß auch in Schantung diese Formation vorhanden sei. Die Vermutung war auch deshalb naheliegend, als über dem Karbon noch eine mächtige Decke von Sedimenten folgt. Es fehlte nur an Beweisen, die POTONIÉ endlich erbracht hat.

Ich möchte konstatieren, daß schon v. RICHTHOFEN[1]) im Jahre 1869 bei Tsing-ko-tschwang (auf der Koerferschen Karte bei Tschouen-kou auf 36° Breite und 117¾° Länge östlich von Greenwich) ein Kohlenvorkommnis mitteilte, dessen Pflanzenabdrücke der verstorbene Phytopaläontologe SCHENK für liasischen Alters ansah. Die geologische Lagerung stimmt mit dieser Bestimmung vollkommen überein. Im Profil liegen die kohlenführenden Schichten bedeutend **über** den karbonischen Flözen. Aus irgendwelchen Gründen ist die Bestimmung von SCHENK selbst wieder abgeändert werden. Das ist die Ursache, daß nicht schon damals die Verbreitung der Juraformation in Schantung allgemein bekannt wurde.

Das Mesozoikum tritt in Form von kompakten und schiefrigen Sandsteinen auf, denen unbedeutende Kohlenflöze eingeschaltet sind. Soweit mir bekannt ist, sind jetzt an drei Stellen in Schantung jurassische Kohlenflöze nachgewiesen worden. Bei Fangtse, südlich Wei-hsiën, bei Putschi südlich vom Tschangshan und bei Tsing-ko-tschwang im Talbecken von Hsintai. Marine Fossilien sind im Jura bis jetzt noch nicht gefunden worden.

Die Frage nach der Abgrenzung des Mesozoikum nach oben muß einstweilen noch offen bleiben. Ich neige der Ansicht zu, daß die Absätze bis ins Tertiär hinein reichen. Die dauernde Regression des Meeres halte ich für ganz jung, worauf ich im Abschnitt der geologischen Entwicklungsgeschichte noch zurückkommen werde.

In den Sedimenten dieser Periode stecken häufig Eruptivgesteinsgänge, die aus der jüngsten Dislokations- und Eruptionsperiode des Tertiär stammen.

Tertiär.

Höchst wahrscheinlich reichen die vorhin erwähnten Sandsteinschichten bis in diese Periode. Vorläufig läßt sich nichts Gewisses darüber sagen.

Tertiären Alters sind gewisse Schotter, Tone und Sandsteine,

[1]) China 2. S. 192 u. 193.

die mit einander im bunten Wechsel manche Talbecken ausfüllen (z. B. bei Hsingtai und bei Itschoufu). Nach v. Richthofen erreichen die Sedimente bei Hsintai eine Mächtigkeit von 1—2000 Fuß. Die Entstehung der Konglomerat- bezw. Schotterbildung schließt an den Zeitpunkt an, wo die tertiäre Hauptdislokation in Schantung sich vollzog. Erst durch die Verwerfungen wurden die bisher zugedeckten Formationen freigelegt und der Zerstörung preisgegeben. Die gewaltigen Niveauunterschiede bewirkten naturgemäß eine rapide Abtragung der Gebirge. Daher erklärt sich auch die unverhältnismäßig große Mächtigkeit der Ablagerung aus so junger Zeit.

Als jungtertiär muß man die große Tuffterrasse auffassen, die sich am Vorderrand des Schantungberglandes, südlich der Linie Tsching-tschou-fu-Wei-hsiën und in östlicher Verlängerung bis an die Eisenbahnstrecke Nanliu-Tsingtau erstreckt. Die Tuffe von Tsching-tschou-fu samt ihren Lavaergüssen liegen horizontal auf einer denudierten, schwach geneigten Scholle palaeozoischer Sedimente. Also muß ihre Bildung in eine Zeit fallen, wo die Aufrichtung der palaeozoischen Schichten schon vollendet und eine bedeutende Abtragung der Schichten bereits vor sich gegangen war. Diese vulkanischen Ausbrüche fallen nicht mit der Hauptphase der Dislokation zusammen; sie gehören schon einer posthumen Phase an. Dasselbe Alter haben sehr wahrscheinlich die Basaltdecke von Töngtschou-fu bei Tschifu und der Basalt von Tschout'sun an der Straße Wei-hsiën-Tsinanfu.

Schon v. Richthofen erwähnt aus dem Vulkangebiet bei Wei-hsiën Basalte, Dolerite, Trachyte und deren Tuffe. Ich habe eine Vulkankuppe mit dem Namen Jang-shan 14 Li östlich von Tang-kia-fangse (an der Straße Wei-hsiën-Tschingtschou-fu) am Nordrande des oben erwähnten großen Tufffeldes von Wei-hsiën genau untersucht und einen typischen Plagioklasbasalt mit frischem Olivin gefunden.

Sehr wichtig ist ein von v. Richthofen[1]) aufgenommenes Profil durch das Tufffeld südöstlich von Wei-hsiën. Trachytische Konglomerate bez. Breccien wechsellagern daselbst mit geschichteten Sanden und Tonen. Diese Beobachtung bestätigt das, was ich nach dem geologischen Entwicklungsgang schon für sehr wahrscheinlich hielt, nämlich daß in Schantung die Meeresbedeckung mit Wechsel der Tiefe und Verbreitung vom Palaeozoikum bis ins Tertiär gereicht hat.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß ein großer Teil der unter dem Namen Augitporphyrit gehenden Eruptiva als

---

[1]) China 2. S. 212, f. 48.

Augitandesite dem Tertiär angehören. In den Fällen, wo die vulkanischen Gesteine in Schichten stecken, die über den jurassischen Kohlenflözen liegen, ist die Unmöglichkeit des paläozoischen Alters der Gesteine und die Wahrscheinlichkeit ihres jungen Alters erwiesen. Mehr als Wahrscheinlichkeitsbeweise, die immerhin auch einiges Gewicht besitzen, lassen sich für die Altersbestimmung der vielen Eruptiva in Schantung nicht erbringen.

Quartär.

Diese Formationsgruppe ist durch diluviale und alluviale Absätze vertreten. Wenn wir auch unzweideutige Glacialbildungen, wie Moränen, nicht kennen, so sind doch eiszeitliche Absätze nicht zu verkennen. Hierher gehören die horizontal lagernden Diluvialschotter, die die breiten Täler ausfüllen. In ihnen finden sich die Diamantlagerstätten Schantungs, die seit einigen Jahren von sich reden machen.

Das wichtigste Gebilde bildet der Löß. Er ist die Ursache für die außerordentliche Fruchtbarkeit der breiten Ebene, die sich im Norden ausdehnt und buchtenartig in die Talkessel des Berglandes eingreift. Über die Entstehung des Lösses möchte ich mir einige Bemerkungen in dem Abschnitt über die geologische Entwicklungsgeschichte Schantungs vorbehalten.

Die merkwürdige Verbreitung des Lösses ist für v. Richthofen ein ungelöstes Problem geblieben. Während wir den Löß in West-Schantung überall antreffen, fehlt er im östlichen Teil Schantungs gänzlich. Der Versuch v. Richthofens, die eigentümliche Verbreitung des Lösses dadurch zu erklären, daß er in Ost-Schantung eine hohe Gebirgsbarriere sich durch Hebung entstanden denkt, scheint mir etwas gewagt. Die Scheidewand hätte wohl die Ablagerung von Löß auf ihrer Südseite verhindern, dagegen auf der Nordseite nicht beeinträchtigen können. Also ist damit das Fehlen des Lösses im östlichen Schantung noch nicht erklärt. Auch halte ich die Annahme solch' gewaltiger säkularer Hebungen in so junger Zeit für sehr unwahrscheinlich. Derartige Hebungen bis zur Alpenhöhe hätten gewaltige Veränderungen in der Meeresverteilung hervorrufen müssen. Auch scheint mir die Vorstellung, daß diese enorme Gebirgshebung nach so geologisch kurzer Zeit wieder völlig verschwunden sein soll, etwas kühn. Ein solches Auf und Nieder der Erdkruste innerhalb derart kurzer Periode ist unvereinbar mit unseren bisherigen Erfahrungen über Niveauschwankungen.

Nimmt man für die Aufschüttung des Lösses regelmäßige Kontinentalwinde aus NW an, die staubbeladen von dem innerasiatischen Plateau kamen, so findet sich vielleicht in der ver-

schiedenen Verteilung von Festland und Meer nordwestlich von Schantung eine plausible Erklärung. Während der durch die Luft transportierte Staub auf seinem Wege aus den innerkontinentalen Steppen in südöstlicher Richtung vor dem westlichen Schantung über Festland strich, berührte die Staubwolke, die sich gegen das östliche Schantung hin bewegte, schon größere Wasserflächen, die eventuell schon innerhalb der Regenzone gelegen und dadurch den vorzeitigen Niederschlag des Staubes bewirkt haben mögen.

Diese Andeutung soll weit davon entfernt sein, eine endgültige Lösung des Lößproblems in Schantung darzustellen. Sie gibt nur einen Gedankengang wieder, der sich mir bei Beschäftigung mit diesen Fragen aufgedrängt hat, und der möglicherweise zum Ziel führen könnte.

Spezieller geologischer Teil.

Auf meinen Streifzügen durch Schantung habe ich an Orten, die mir von besonderem geologischen Interesse schienen, Profilaufnahmen gemacht, die ich hiermit der Öffentlichkeit übergeben möchte. Jeder, der in unkultivierten Ländern gereist ist, kennt die unendlichen Schwierigkeiten, auf die man stößt, wenn es gilt, in kürzester Zeit ein geologisches Bild von einer Gegend zu entwerfen. Trotz der Lückenhaftigkeit[1]) meiner Aufnahmen glaube ich die Profile nicht vorenthalten zu dürfen, da geologische Forscher, die nach mir in jene Gegend kommen, vermutlich jede Vorarbeit mit Dank entgegennehmen werden. Auf einem Teil meiner Reise habe ich eine Routenaufnahme gemacht, da es mir an topographischer Unterlage für meine geologischen Beobachtungen fehlte. Die chinesischen Ortsbezeichnungen sind lediglich dem Klang nach wiedergegeben.

Die Routenaufnahme in den verschiedenen Gebieten meiner Reise in Schantung habe ich zu Kartenskizzen zusammengestellt und die Lage der aufgenommenen Profile darauf durch Tracen vermerkt. Die verschiedenen Kartenskizzen habe ich mit A, B, C, D und E bezeichnet. Zwei Profile habe ich gegeben, ohne daß dazu eine Kartenskizze vorliegt. Wo diese aufgenommen sind, ist genau auf dem Profil hervorgehoben.

Profile zur Kartenskizze A.

Die Profile A—B und C—D verlaufen südlich der Provinzial-Hauptstadt Tsinanfu in nordsüdlicher Richtung von der

[1]) Der Geologe Dr. L. Siegert in Berlin wird demnächst bedeutend mehr bringen, da er ein Jahr in dem Gebiet gereist ist, wo mir nur ca. 5 Wochen zuzubringen vergönnt war.

großen Ebene gegen die hohe Taishankette. Der Weg durchschneidet eine nach Nord geneigte Scholle von palaeozoischen Sedimenten. Diese ist von zwei Haupt-Längsverwerfungen durchschnitten, deren Alter aus später zu erörternden Gründen sich als Tertiär erweist. Die Unterlage der Sedimentscholle ist ein eruptiver Granit algonkischen Alters. Er ist nicht stark gepreßt und zeigt an den kambrischen Schichten keine Kontaktwirkungen. Als Ausgangspunkt für die stratigraphische Gliederung des Profils dient die Fossilfundstelle bei Tschuang-ung-yae. In einem gelbbraunen, dichten, globulitischen Kalk fand ich dort die neue Trilobitengattung *Lioparia*[1]) und von Brachiopoden die Gattung *Orthis*. Nach Analogieschlüssen liegt hier mittleres Mittel-Kambrium vor. Für die Stratigraphie bemerkenswert ist die Existenz von zwei verschiedenen Horizonten mit Globuliten. Darüber liegt ein Horizont homogenen Kalkkonglomerats[2]). Die Globulite sind, wie v. Richthofen schon vor 35 Jahren mutmaßte, organogen. Sie scheinen immer in gleichen Horizonten aufzutreten. Dieselben Globulitenhorizonte wiederholen sich in einem Profil, das v. Richthofen[3]) 15 km östlich von Poschan gesehen hat. Ferner kehren sie überall in der Mandschurei wieder. Auch Gottsche konstatierte sie in Korea. Das Kalkkonglomerat zitiert v. Richthofen als sog. Wurmkalk. Dasselbe homogene Konglomerat fand ich im Oberkambrium bei Tsching-tschou-fu in Schantung. Es wäre sehr wünschenswert, wenn über die Verbreitungen dieser Konglomerate, die den Wert von Leithorizonten zu haben scheinen, weitere Beobachtungen angestellt würden.

Auf die sandigen, unreinen Kalke und Kalkschiefer des Mittelkambrium folgen im Profil nach oben reine, massige Kalkbänke vom Aussehen der Schweizer Hochgebirgskalke. Über deren silurisches Alter geben Profile Aufschluß, die von unserem Profil A—B und C—D bei Tsinanfu etwa 60 km weiter östlich liegen. (vgl. Profil T—U zu Kartenskizze C.)

Der Nordrand des Taishan-Gebirges stellt ein Bruch dar, auf dem Lavamasse aufgestiegen ist, deren Reste wir jetzt in Form kleiner Kuppen in der Ebene bei Tsinanfu antreffen. Infolgedessen sind die Kalke in der Kontaktzone verändert und weisen höchst interessante Mineralneubildungen auf. Mit dem vulkanischen Magma sind, wie so oft in Ostasien, so auch bei Tsinanfu am

---

[1]) Im 2. Teil dieser Arbeit wird man das ausführliche Paläontologische finden.

[2]) v. Richthofen hat ein Profil ca. 20 km weiter westlich auf der Paßstraße zwischen Tsinanfu-Taiganfu aufgenommen und dort dieselben stratigraphischen Horizonte gefunden.

[3]) China. 2. S. 206.

Nordrand des Schantungberglandes Eisenerze zu Tage getreten. Dislokation, Austritt vulkanischer Massen und Bildung von Eisenerzlagerstätten finden wir in ganz Schantung mit einander verknüpft.

Profil E—F zeigt uns südlich der Taishankette unweit der Stadt Laiwu ein wichtiges Profil. Im Liegenden: mittel- bis oberkambrische Sandkalkschiefer mit Fossilien, darüber reinere Kalke, die anderenorts Silurversteinerungen führen, und darauf ohne merkliche Diskordanz klastische Sedimente mit Kohlenflözen. (Devon-Karbontransgression). Aus den soeben erwähnten Kalkschiefern des Liegenden stammt die von mir zu beschreibende Fauna der oberen Abteilung des Mittelkambrium von Laiwu.[1])

Einige Kilometer weiter östlich liegt das Profil G—H, das kein Profil von Bedeutung sein soll und nur in groben Zügen das Gesehene wiedergibt. Auch hier wieder algonkischer Granit als Grundgebirge, darüber die untersinischen Schichten in üblicher Ausbildung; darauf die mittelkambrischen Sandkalkschiefer mit dem charakteristischen Konglomerathorizont. (Wurmkalk v. Richthofens). Aus diesen Schichten werde ich eine eigentümlich gebaute Gastropode beschreiben und abbilden[1]). Sonst ist das Profil eine Wiederholung der vorhergehenden.

Profil J—K nördlich von Laiwu zeigt uns eine nicht abbauwürdige Eisenerzlagerstätte in Begleitung eines jüngeren granitischen Eruptivgesteins nebst reichen Tuffbildungen. Die Kohle des Karbons soll hier nach den Erfahrungen der Chinesen sehr schlecht sein.

Profil L—M und N—O zeigen die Oberdevon-Transgression über sinische Kalke. Im Liegenden finden wir bankige Kalke, auf die in konkordanter Lagerung (sogenannte maskierte Diskordanz) polygene Konglomerate als typische Transgressionsprodukte folgen. Zu unterst sind die Komponenten kopfgroß. Die Bestandteile des Konglomerats entstammen den sinischen Kalken der Unterlage. Der Kitt ist ein eisenschüssiger Sandkalk. Die polygenen Basalkonglomerate des Devon-Karbon gehen nach oben in die weit verbreiteten roten und gelben Sandschiefer über. Zwischen dieser Kalkscholle und dem Grundgebirge liegt noch etwas produktives Karbon eingeklemmt.

Profil P—Q gewährt einen Einblick in den geologischen Plan des bekannten Kohlengebietes von Poschan. Das Profil wurde von mir am 6. Juni 02 aufgenommen, ohne daß ich die v. Richthofensche Karte gesehen hatte. Das v. Richthofensche[2]) Profil weicht

---

[1]) Der paläontologische Abschnitt wird als II. Teil dieser Arbeit etwas später erscheinen.

[2]) China 2. S. 203.

von dem meinigen nicht wesentlich ab. Ich sammelte an dieser Stelle einige klägliche Fossilien, um deren Bestimmung ich Professor FRECH in Breslau bat, der als guter Kenner des Palaeozoikum gilt. Es ist ein *Lopophyllum* spec. und eine *Athyris ambigua*, Sow. aus der Viséstufe des Unterkarbons. Von derselben Stelle stammt die reiche Unterkarbon-Fauna v. RICHTHOFENS, die FRECH[1]) bearbeitet hat. Die ausgelaugte und mit Töpferton bedeckte Transgressionsfläche auf den bankigen silurischen Kalken sah schon v. RICHTHOFEN; er hielt aber das produktive Karbon für Oberkarbon und machte fälschlicherweise den Silurkalk im Liegenden zu unterkarbonischem Kohlenkalk. Durch die palaeontologische Arbeit von FRECH wissen wir, daß die Kohlenflöze dem obersten Unterkarbon angehören, und durch meine Untersuchungen ist es jetzt sicher, daß die Kalke im Liegenden nach Analogie mit andern fossilführenden Profilen am Hoschan u. s. w. silurischen Alters sind.

Darnach gestaltet sich die stratigraphische Auffassung von dazumal und von heute folgendermaßen:

v. RICHTHOFEN 1882:	LORENZ 1905:
Oberkarbon	Unterkarbon (Transgression)
Unterkarbon (Kohlenkalk)	Silur.

Profil zu Kartenskizze B.

Profil A—B[2]) zeigt in klassischer Weise die Transgression des Devon-Karbon über das Grundgebirge. Diese Stelle ist zugleich ein Beweis dafür, daß das große **Sandsteinareal** östlich des 119 Längengrades — auf der KOERFERschen Karte als große, gelb angelegte Fläche dargestellt — **nicht** die Deckschicht einer großen Einbruchscholle ist, unter der man in der Tiefe die ganze Profilserie zu erwarten hat, wie z. B. bei obigem Profil A—B und C—D südlich Tsinanfu. KOERFER faßt das große Gebiet zwischen Kiau-tschou, Ankiu und Kütschou als ein Senkungsgebiet auf. Dem ist sicherlich nicht so. Man hat einen völligen Einblick in die Schichtenfolge dieser Gegend, aus dem das Fehlen der sinischen (Kambrium-Silur) Schichten ersichtlich ist[3]). Das Alter der Sandsteine ist dasselbe wie das der Schichten,

---

[1]) N. Jahrb. f. Min.1895. 2.

[2]) Die Lokalität liegt südlich Tschou-tschöng 35,8° Breite und 119° Länge östlich von Greenwich.

[3]) Südlich der Stadt Kiau-tschou ist die untere Grenze der Sandsteinschichten ebenfalls in Form eines Basalkonglomerats auf dem Grundgebirge aufgeschlossen. Auch hier ist nichts von sinischen Schichten zu sehen.

in denen die karbonischen Kohlenflöze im westlichen Schantung auftreten. Daher hätte man stratigraphisch in dem großen Sandsteingebiet um Kiautschou herum wohl Steinkohle erwarten dürfen. Die Ursache des Fehlens der Flöze östlich einer Linie, die etwa durch den Meridian von Ankiu geht, liegt darin, daß die im Karbon wiederholte Meeresregression sich in diesem Gebiete nicht bis zur Festlandsbildung entwickelt hat. Für Kohlenbildung waren deshalb die Bedingungen nicht erfüllt. Das bedeutet für die Praxis, daß man in diesen Gebieten auf keine Bodenschätze in der Tiefe zu hoffen hat, wenn man nicht schon hier und da Kohlenschmitzen an die Oberfläche treten sieht.

Profil C—D wurde von mir am 18. Juni 1902 aufgenommen. Ich konstatierte damals als Erster produktives Karbon auf deutschem Schutzgebiet und empfahl, wegen der hervorragend günstigen Lage Bohrungen vorzunehmen. Ein Jahr später hat RINNE[1]) diese Insel genau untersucht und ausführlich darüber berichtet.

Profil zu Kartenskizze D.

(Siehe Beilage IV.)

An der Hauptstraße Wei-hsiën-Tsinanfu trifft man an einer Lokalität Töpferton als Ausfüllung der Unebenheiten der silurischen Kalke sehr schön aufgeschlossen. Dann folgen darüber Sandschiefer des Oberdevon und Karbon.

Profilansicht zu Kartenskizze E.

(Siehe Beilage IV.)

Dieses Profil zeigt uns den Kontakt der mächtigen Vulkanmasse des Tschang-shan mit permo-mesozoischen Schichten. Der Sandschiefer ist deutlich durch die vulkanische Lava gefrittet.

Profile zu Kartenskizze C.

(Siehe Beilage V.)

Profil T—U liefert uns einen Beweis dafür, daß die marinen Kalke, die über den sinischen Sandkalkschiefern des Kambrium liegen, nicht dem Unterkarbon angehören, wie v. RICHTHOFEN und KOERFER annehmen, sondern silurischen Alters sind. Ausschlaggebend sind untersilurische Fossilien, die ich oben auf dem Gipfel des Hoschan sammelte. Etwas südlich vom Hoschan fand ich auf dem Wege von Wentso gegen die Taishankette in denselben Kalken des Hoschan ebenfalls untersilurische Fossilien. Die Auflagerungsfläche von Karbon auf Silur ist im Profil T—U

---

[1]) Diese Zeitschr. **56**. 1904.

durch die Einebnung und Bedeckung mit Löß nicht sichtbar. An verschiedenen Stellen in Schantung finden sich aber an der Transgressionsschicht Auswaschungserscheinungen in Form von Hohlräumen, die mit feinem Töpferton erfüllt sind.

Profil W—V zeigt an der nach Norden geneigten Gebirgsscholle flexurartigen Abbruch nach W gegen das Kohlenfeld von Putzuen zu. Ich habe das Profil so wiedergegeben, wie ich es seiner Zeit in der Eile aufgenommen habe.

Profile X—Y und X'—Y' zeigen die Auflagerung der kambrischen Schichten auf dem Grundgebirge und Querverwerfungen tertiären Alters.

Profile, zu denen keine Kartenskizze vorliegt.
(Siehe Beilage V).

Diese Profilansicht gibt uns ein ungefähres Bild der Kontakterzlagerstätte am Tie-shan (= Eisenberg). Mit dioritischem, bez. diabasischem Magma sind die Eisenerze aufgestiegen.[1]) Bemerkenswert ist, daß die Erzlagerstätten in ganz China auf die gleiche Weise entstanden sind. Diese Analogie besteht besonders mit der berühmten Eisenerzlagerstätte in der Provinz Hupeh am Jangtsekiang unterhalb Hankow.

Das unterste Profil auf Beilage V zeigt uns in schematischer Weise die geologischen Verhältnisse im Gebiete unseres deutschen Kohlenbergwerks bei Wei-hsiën. Wir haben das Bild eines Bruchgebirges, das durch Absinken einzelner Schollen entstanden ist. Bei der nachträglichen Abtragung durch die Gewässer sind die einst viele hundert Meter hohen Horste fast bis auf das gleiche Niveau mit den eingebrochenen Schollen eingeebnet. Diese Zerstücklung des einstigen Tafellandes ist jüngeren Datums. Sie fällt etwa in die Tertiärzeit, zu der z. B. auch unsere deutschen Mittelgebirge, die Alpen u. s. w. entstanden sind.

Das große Kohlenfeld ist jetzt durch eine Granitzone in einen nördlichen und einen südlichen Teil gegliedert. Vor der Gebirgsstörung lag in dem ganzen Gebiet eine zusammenhängende, einheitliche, kohlenführende Schichtendecke in übergreifender Lagerung auf dem Grundgebirge und den Silurkalken. Wie das Profil zeigt, liegen die flözführenden Schichten im Norden direkt auf dem Grundgebirge, während im Süden Silurkalke die

---

[1]) Bei der beschleunigten Art meiner geologischen Untersuchungen kann ich natürlich nur ein flüchtiges Bild liefern. In der Nachbarschaft werden voraussichtlich noch mehr Eisenerzgänge von mehr oder weniger großer Reinheit auftreten. Ich habe nur die Gänge gesehen, die von der Schantungbergbaugesellschaft durch einen Schürfgraben freigelegt waren.

Unterlage bilden. Die Schichten fallen nördlich Fangtse ca. 15°
nach N ein.

Geologische Entwicklungsgeschichte von Schantung.

Hierzu Beilage III.

Auf folgenden Seiten will ich in kurzen Zügen die geologische Vorgeschichte der Provinz Schantung, des Hinterlandes unserer Kolonie Kiautschou, zu entwerfen versuchen. Ohne die klaren und wahrheitsgetreuen Beobachtungen v. Richthofens wäre ich heute dazu nicht imstande. Nur auf dieser Grundlage konnten meine eigenen Forschungen zu einem nennenswerten Resultate führen. Dessen wollen wir in Dankbarkeit für unsern großen Meister, der viele Jahre seines Lebens in harter Arbeit der geographischen und geologischen Erforschung Ostasiens geopfert hat, stets eingedenk bleiben. Das Bild, das ich mich zu entwerfen anschicke, enthält manches Neue für unsere geologische Erkenntnis des fernen Ostens. Vor allem bringt es neue Gesichtspunkte für eine befriedigende Lösung des viel umstrittenen Problems der bogenförmigen Anordnung der Gebirge.

Ohne uns in die unfruchtbare Diskussion über die Entstehung unseres Planeten einzulassen, wollen wir den geologischen Entwicklungsgang Schantungs sogleich mit der Zeit der Bildung der ältesten Gesteine, der archaeischen Gneise, beginnen. Ich wies schon im stratigraphischen Teil darauf hin, daß die uraltesten Schichten in Schantung durch ausgedehnte, spätere Granitintrusionen ziemlich verdrängt sind. Trotz alledem findet man dieses Gestein hier und da in typischer Ausbildung. Sehr interessant wäre es, in dem Gneis die Urerstarrungskruste unseres Planeten zu sehen, wenn wir sichere Belege dafür hätten. Solange sie nicht erbracht sind, müssen wir gerade so gut die Möglichkeit zulassen, daß wir es mit archaeischen Sedimenten, d. h. Absätzen des Wassers zu tun haben, die durch wiederholte Eruptivgesteinsdurchdringungen und Wärmezufuhr (Gebirgsdruck) vergneist sind. Die Gneisnatur ist kein Hinweis auf ein besonders hohes Alter. Durch die neusten Untersuchungen [1]) der sächsischen geologischen Landesanstalt wissen wir z. B., daß typische Gneisschichten aus palaeozoischen Sedimenten (Silur) durch Injektion und Kontaktmetamorphose entstehen können.

Für die Länge der archaeischen Periode haben wir keinen Anhalt, da sich wegen der gleichmäßigen Zusammenfassung und

[1]) H. Credner und E. Danzig, Das kontaktmetamorphische Palaeozoikum an der südöstlichen Flanke des sächsischen Granitgebirges. Centralblatt f. Min. 1905.

der Gleichförmigkeit der Gneise keine genaue Mächtigkeit ermitteln läßt.

Die älteste Störung, die wir kennen, vollzog sich am Ende des Archaeikum. Es haben sich solche fundamentalen Katastrophen im Laufe der Erdgeschichte häufig ereignet. Doch besitzt diese älteste eine Besonderheit, die keine der nachfolgenden aufweist. Sie ist es gerade, auf die ich die Lösung eines bisher unverstandenen geomorphologischen Problems zurückführen möchte. Am Ende der archaeischen Periode wurden die horizontallagernden Schichten durch seitlichen Zusammenschub gepreßt und aufgerichtet. Die ursprünglich einfache Lagerung komplizierte sich. Durch den fortgesetzt seitlich wirkenden Druck gelangten die Schichten allmählich in die steile Stellung, in der wir sie heutzutage im Gebirge noch sehen. Die vorhin erwähnte Eigentümlichkeit der archaeischen Gebirgsbildung besteht darin, daß all' die Mulden und Sättel, die durch den Zusammenschub gebildet wurden, durchweg in nordwest- bis südöstlicher Richtung streichen[1]. (Vgl. hinten Beilage II, die geotektonische Übersichtskarte von Schantung.) Der **Zusammenschub** vollzog sich bei der **archaeischen Gebirgsbildung** aus **SW.** Alle späteren Prozesse der Gebirgsbildung haben ein Streichen, das mehr oder weniger senkrecht zu der archaeischen Streichrichtung steht. Das **normale Streichen aller postarchaeischen tektonischen Vorgänge** ist **NO—SW.**

Diese Tatsache ist von hervorragender Bedeutung für das Verständnis der Geomorphologie Ostasiens. Später komme ich darauf zurück. Vorläufig mag die Feststellung einer ersten archäischen Dislokation mit einem Streichen von NW—SO genügen.

Auf sie folgt eine Zeit der Denudation. Nach beendigter Abtragung und Einebnung des archaeischen Faltengebirges setzt eine gewaltige Transgression ein, mit der das algonkische Zeitalter beginnt. Die Gesteine aus jener Periode sind ihrem Material nach von verschiedener Entstehung. Wir finden neben echten Meeresabsätzen auch vulkanische Gesteine. Die Gneisglimmerschiefer (z. B. südlich Wangtai zwischen Poschan und Laiwu) sind als kontaktmetamorphe algonkische Sedimente aufzufassen, die von Magma injiziert sind. Die Quarzite und Marmore stellen die echten Meeressedimente dar. In den Urmarmoren bei Wua-loa-tze unweit Tsingtau fand ich Ophicalcit.

---

[1]) So der Hsiau-tschu-shan und Ta-tshu-shan südwestlich von Tsingtau; ferner im Grundgebirge südwestlich von Poschan (nach v. Richthofen) und bei Töng-tschou-fu nordwestlich von Tschifu ebenfalls u. s. w.

Serpentin ist hier in feinsten Lamellen eingedrungen und hat die bekannte organische Struktur nachgeahmt, über die in der Mitte des verflossenen Jahrhunderts soviel hin und her gestritten worden ist. Nach Analogie mit andern Vorkommnissen hätten wir es hier mit einem „*Eozoon chinense*“ zu tun. Die Mächtigkeit der algonkischen Absätze mißt in Schantung etwa 200 m. In Shansi sollen sie nach v. Richthofen[1]) 3000 m betragen. Welch' lange Zeit muß doch diese Periode umfassen, aus derem reichhaltigen organischen Leben uns so gut wie nichts erhalten geblieben ist.

Am Schluß des Algonkium hebt von neuem eine gewaltige Umwälzung in unserer Erdrinde an. Tiefgehende Muldenfalten wechseln mit Antiklinalen ab. Aus den spärlichen, aber untrüglichen Resten dieser Zeit können wir uns ein Bild von der Intensität der Vorgänge machen. Mit Sicherheit dürfen wir aus den wenigen Tatsachen den Schluß ziehen, daß am Ende des Algonkium in Schantung ein alpines Hochgebirge existiert hat. Gleichzeitig mit den tektonischen Vorgängen vollzog sich am Schluß des algonkischen Zeitalters eine intensive vulkanische Tätigkeit. Ausgedehnte Lakkolithe von Granit erstarrten im Innern der Gebirge, die durch die nachfolgende Abtragung entblößt als Massive zu Tage traten. Die Richtigkeit der Vorstellung ergibt sich aus den Untersuchungen an Dünnschliffen dieses Urgebirgsgranits. Die Wirkungen der algonkischen Gebirgsfaltung läßt er nicht erkennen. Er muß also zu der Zeit noch nicht fertig vorgelegen haben. Die palaeozoischen Sedimente überlagern ihn. Da sich nach dem Algonkium in dem Erdrindenteil, dem Schantung angehört, keine starke Zusammenpressung der Schichten mehr ereignet hat, und die palaeozoischen Sedimente nicht im geringsten kontaktmetamorph beeinflußt worden sind, so ergibt sich mit Gewißheit, daß die betreffenden Granite nur jungalgonkisch sein können.

Wie ich oben ausdrücklich hervorhob, besaß die **archaeische** Faltung die Streichrichtung **NW—SO** und die **algonkische NO—SW**. Als die algonkische Zusammenfaltung einsetzte, lag durch die archaeische Gebirgsbildung schon eine Differenzierung der Erdkruste in Richtungen größten und kleinsten Widerstandes vor. Kam die Druckwelle bei der algonkischen Gebirgsbildung senkrecht auf die Richtung der tektonischen Linien der archaeischen Dislokationsperiode, so trat als Effekt je nach der Stärke und Beschaffenheit der tektonischen Kraftwelle eine Überhöhung der Antiklinalen oder Übertiefung der Synklinalen etc. etc. ein. Der Verlauf der alten archaeischen

[1]) „China“ 2. S. 708.

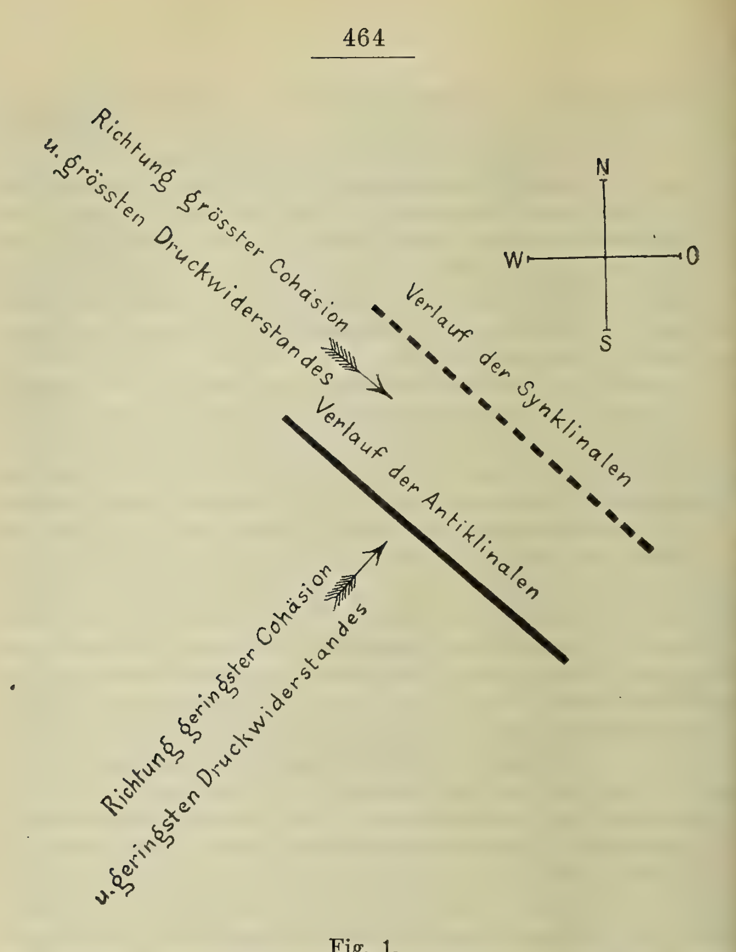


Fig. 1.

Streichrichtung wurde nicht verändert. — Der Effekt war ein anderer, sobald die algonkische Faltungswelle nicht ganz senkrecht, sondern schräg zu den tektonischen Linien des Archaeikum verlief. Die alten archaeischen Antiklinalen, als Richtungen größten Widerstandes, repräsentieren jetzt eine passive Kraft, die sich mit der neuen aktiven der algonkischen Faltung nach dem bekannten Parallelogramm der Kräfte auszugleichen hat. Die Wirkung dieses Spannungsverhältnisses ist theoretisch eine geradlinige Ablenkung der ursprünglichen Streichrichtung der algonkischen Dislokationswelle. Aber dadurch, daß die eine Kraftkomponente (die passive Widerstandskraft) infolge der Gesteinsverschiedenheit oder durch die ungleiche Abtragung des archäischen Faltengebirges nicht konstant ist, entsteht jene

charakteristische Torsion der tektonischen Linien, auf die v. Richthofen besonders in der jüngsten Zeit die Aufmerksamkeit gelenkt hat.

Ein Blick auf unsere geotektonische Übersichtskarte von Schantung — Beilage II — zeigt das typische Bild dieser Torsionen. Es besteht scheinbar eine Gesetzlosigkeit in der Anordnung der tektonischen Linien. v. Richthofen [1]) sagt sogar von der Tektonik Schantungs: „Kein erkennbares Gesetz beherrscht die Anordnung der Ketten“. Nach den obigen Darlegungen löst sich das bisher unverstandene, scheinbar verworrene Chaos der Linien ohne Schwierigkeiten in ein System auf, dessen Grundzüge sich folgerichtig aus der Interferenz der restierenden archäischen Antiklinalen und Synklinalen und der algonkischen Gebirgsbildung ergeben haben.

Mit der algonkischen Gebirgsbildung war in Schantung die Physiognomie der Erdkruste geschaffen, wie sie in den Hauptzügen noch heute besteht. Die nachfolgende tertiäre Dislokation brachte nur eine Wiederholung der tektonischen Linien, wie sie im Prinzip seit dem Algonkium festgelegt waren.

Nach der Bildung des algonkischen Hochgebirges begann eine lange Zeit der Abtragung. Die Nivellierung muß soweit vorgeschritten gewesen sein, daß stellenweise die algonkischen Schichten ganz verschwunden waren und das archäische Grundgebirge frei zu Tage trat.

Mit dem Beginn einer neuen Meeresbedeckung fängt für uns das paläozische Zeitalter an. Das Meer überflutete einstweilen nur das ganze westliche Schantung und eine kleine Nordecke des östlichen. Der größte Teil von Ostschantung blieb Festland und ragte als Eiland aus dem kambrisch-silurischen Meere auf. [2]) Die kambrische Transgression schritt langsam von Westen nach Osten vor, sodaß im Laufe der Zeit immer weitere Gebiete vom Meere erobert wurden. Das ist der Grund, wes-

[1]) China. 2. S. 236.

[2]) Die partielle Transgression in Schantung findet ihre Analogie auch im übrigen China. Nach den geologischen Profilen und Tagebuchaufzeichnungen v. Richthofens ergibt sich mit zwingender Notwendigkeit, daß im Kuen-luen zur Zeit der kambrischen Meeresbedeckung eine breite nördliche und eine südliche Zone als Halbinsel über Wasser lagen, die sich ungefähr bei dem 112. Längegrad zu einem breiten Festlandsrücken vereinigten, der sich dann noch weiter nach Osten erstreckte. Auch der meridional gestreckte Hoschan in Shansi war Festland zu jener Zeit. Das gleiche betrifft die Halbinsel Liautung und den größten Teil von Korea. Nur bei Wu-ho-shui und bei Mukden in der Mandschurei greift buchtenartig in NW—SO (!) (alte archäische Richtung) verlaufenden Senken das kambrisch-silurische Meer ein.

wegen wir von Westen nach Osten gehend immer jüngere Sedimente dem Grundgebirge aufliegend konstatieren. Der Verlauf der Kontinentalschwelle ist in Schantung zur Hauptsache meridional (vgl. geotektonische Übersichtskarte — Beilage II —), ihre Entstehung ist als posthume Bodenbewegung der großen algonkischen Dislokationsperiode anzusehen.

Die altpaläozoische Meeresbedeckung dauerte ohne erhebliche Änderung der Meeresgrenzen bis etwa in die mittlere Silurzeit. Mit **Ausgang** des **Silur** trat in ganz **Nordchina** nördlich des Kuen-luen durch langsame Hebung des Meeresbodens **Festlandsbildung** ein.

Als Beweis mag das von mir gesehene Profil am Hoschan zwischen Tsinanfu und dem Kohlenfeld von Poschan gelten (vgl. Beilage V, Profil zu Kartenskizze C, Profil T—U). Reine marine Untersilurkalke tauchen unter flözführende Sandschiefer des Unterkarbon. Das gleiche sehen wir bei Santefan südlich Putzuen (vgl. Kartenskizze C auf Beilage I). Auch hier legen sich fossilführende Untersilurkalkschiefer konkordant unter flözführende Sandsteinschiefer der Karbonformation[1]). An vielen Punkten in Schantung sehen wir bei gleichsinnigem Einfallen der Schichten eine wellige Korrasionsfläche an der Grenze von Silur und Karbon. Hierin liegen hinreichende Hinweise auf eine Unterbrechung der Sedimentation und Meeresbedeckung. Als Anzeichen für eine Meeresregression muß die dolomitische Rauchwacke[2]) betrachtet werden, in welche die rein marinen Silurkalke manchenorts nach oben enden. Die Feststellung dieser Tatsache auf Grund positiver geologischer Forschungen bedeutet einen Fortschritt in der Erkenntnis des Entwicklungsganges von Nordchina und der umliegenden Gebiete.

v. Richthofen vertritt in seinem Werk über China die entgegengesetzte Ansicht. Nach ihm trat gerade in Nordchina während des Silur und Devon eine so bedeutende Vertiefung des Meeres ein, daß überhaupt keine Meeresabsätze sich bilden konnten. Hierin glaubte er eine hinreichende Erklärung für das rätselhafte Fehlen von Devonversteinerungen nördlich des Kuen-

---

[1]) Ich möchte der Exaktheit wegen darauf hinweisen, daß die Wiederbedeckung der Untersilurkalke schon mit dem Oberdevon beginnt. Da die devonischen Schichten nicht sehr mächtig sind, so rede ich der Kürze wegen von Karbon auf Untersilur.

[2]) Bei Kaiping in der Provinz Tschili (v. Richthofen, China 2. S. 286) endigen die Silurkalke nach oben in Dolomite, gerade wie westlich von Peking (Ebenda S. 300), desgl. bei Poschan (ebenda S. 203, Fig. 41). Ich fand diesen dolomitischen Rauchwackenhorizont als oberen Abschluß der marinen Silurkalke bei Santefan südlich Pu-tzuen in Schantung (Siehe meine Karten C Beilage I.).

luen gefunden zu haben. Die sicheren Anzeichen von silurischer Regression, unterdevonischer Festlandsperiode und nachfolgender jungdevonischer Transgression, auf die ich hinzuweisen verschiedentlich Gelegenheit gehabt habe, erweisen zur Genüge die irrtümliche Auffassung v. RICHTHOFENS.

Mit dem mittleren, bezw. **oberen Devon** setzt die **Transgression** ein, aber von so ungeheurer Ausdehnung, daß alles unter Meer tauchte, was während der kambrisch-silurischen Meeresbedeckung als Insel oder Kontinent emporgeragt hatte. Wir sehen den östlichen Kuen-luen, den Hoschan in Shansi, Ostschantung, Liautung und Korea etc. etc. von der Meeresüberflutung betroffen. Diese Transgression halte ich für den hervorstechendsten Zug in der geologischen Entwicklungsgeschichte von Nordchina.

In seiner ganzen Bedeutung ist der Vorgang bisher noch nicht erkannt worden. Um so bemerkenswerter erscheint mir der Hinweis FRECHS[1]) auf die Wichtigkeit einer allgemeinen Mittel- bezw. Oberdevon-Transgression in Zentralasien. Ebenso bedeutungsvoll ist der Nachweis einer auffälligen Diskordanz zwischen Silur und Devon im westlichen Kuen-luen. Wir verdanken ihn dem verdienstvollen russischen Forscher BOGDANOWITSCH. Ich bin geneigt, hier einen großen zusammenhängenden Vorgang zu sehen. Es wäre dringend zu wünschen, daß künftige Forschungen im Osten dieser Frage ihre Aufmerksamkeit zuwenden würden, um hierüber Gewißheit zu erbringen.

In Schantung sehen wir z. B. östlich von Laiwu (vgl. Profil N—O zu Kartenskizze A) in außerordentlich klarer Weise die deutlichsten Anzeichen der jung-devonischen Transgression. Über typisch kambrisch-silurischen Kalken legt sich in gleichförmiger Lagerung ein mächtiges Brandungskonglomerat, das nach oben in die kohlenführenden karbonischen Sandsteinschiefer übergeht.

Bei Poschan und an anderen Punkten hat die Transgressionswelle die silurische Kalkunterlage korrodiert und ihr Auswaschungsprodukt in Form von Töpferton in den Gesteinshöhlungen abgesetzt. Im mittleren Schantung (östlich des 119. Meridians) greift die Transgression über das Grundgebirge und hinterläßt als Zeugen ihrer Wirksamkeit Basalkonglomerate,[2]) die nach oben in die permokarbonischen Sandsteinschichten übergehen. So ließen

[1]) Siehe hierüber SUESS, Beiträge zur Stratigraphie Centralasiens. Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. 1894. **61**.

[2]) Diese Transgressionsschotter sehen wir auf der geologischen Karte auf Kartenskizze B südlich von Kiautschou und südlich von Tschou-tschöng verzeichnet.

sich in Schantung noch verschiedene Punkte anführen, wo die Transgression unzweideutig erwiesen ist.

An der Hand der v. RICHTHOFENschen Profile und Tagebuchaufzeichnungen läßt sich die jungdevonische Transgression in wunderbar schöner Weise auch in der Mandschurei beweisen. v. RICHTHOFEN hat unglücklicherweise die Transgressionserscheinungen verkannt. Sobald die Sandsteinschiefer dieser Formation auf den Silurkalken lagen, hielt er sie für Permokarbon. Traf er die betreffenden Schichten aber transgredierend auf dem Grundgebirge an, so hat er sie für altkambrisch gehalten und sie als sog. Jung-ning-Sandsteine bezeichnet. Die Folge der irrtümlichen Deutung war, daß v. RICHTHOFEN unlösbare Schwierigkeiten inbezug auf die Horizonte heraufbeschwor.[1]) Um so größer waren sie, als die vermeintlichen ältesten — in facto permokarbonischen — Ablagerungen des Paläozoikum auffallenderweise dieselbe lockere Beschaffenheit hatten und stellenweise die gleichen porphyritischen Gesteinsbrocken enthielten wie die permischen Sandsteinschiefer. Kurzum es ist mir gewiß, daß die **v. RICHTHOFENschen Jungningschichten** in der **Mandschurei**, die dem Grundgebirge aufruhen, nicht unterkambrisch, sondern den Sedimenten der **Oberdevon-Transgression** angehören.

Ich möchte noch einige Beweisstellen für die jungdevonische Transgression über altpaläozoische Kalke in der Mandschurei anführen. Bei Saimaki[2]) legen sich kohleführende Sandsteinschiefer diskordant auf mittelkambrische Kalke. Die Transgression beginnt auch hier mit Konglomeraten, die allmählich nach oben in schiefrige Sandsteine übergehen. Es muß sich während der silurischen Festlandsperiode schon eine Denudation vollzogen haben. 20 Li südlich von Saimaki liegen nach v. RICHTHOFEN die kohlenführenden Schichten diskordant auf präkambrischen Quarziten. Bei Hsiau-sörr liegen dieselben kohlenführenden Schichten konkordant auf Kalken, aus denen v. RICHTHOFEN untersilurische Orthoceren mitgebracht hat.

---

[1]) Als Beweis für die Größe dieses Naturforschers möchte ich anführen, daß er die aus seinen Irrtümern sich konsequenterweise ergebenden Unrichtigkeiten in Text und Profil nicht zu verwischen gesucht hat. Im Gegenteil hat er seine Beobachtungen so wiedergegeben, wie er sie draußen im Felde gemacht hatte, auch auf die Gefahr hin, daß nicht alles stimme. Der große Wert solcher Wahrheitstreue hat sich — wie schon oft — so auch hier in glänzendem Licht gezeigt. Die allerwärts bis zur Evidenz nachgewiesene Oberdevon-Transgression, die v. RICHTHOFEN als solche nicht erkannt hatte, läßt sich trotzdem an der Hand seines Textes und seiner Profile ohne Schwierigkeiten in der Mandschurei nachweisen.

[2]) v. RICHTHOFEN, China, 2. S. 92.

Die gleichen Töpfertone auf dem Silurkalk als Auslaugungsprodukt der Transgression, die ich bei Poschan und nördlich davon an der Strasse Tschout'sun—Tsching-tschou-fu vorgefunden habe, hat v. Richthofen auch auf den marinen Kalken unter den flözführenden Schichten des Karbon bei Föngtai[1]) und bei Loping in der Provinz Schansi gefunden.

Inbezug auf das genaue Alter der Transgression und seine Begründung muß ich auf den stratigraphischen Teil verweisen, um mich nicht zu vieler Wiederholungen schuldig zu machen.

Die mit dem Oberdevon neu beginnende Schichtenserie bildet bis zum Tertiär (?) einschließlich eine tektonische Einheit. Innerhalb der Zeit fanden keine gewaltigen tektonischen Bewegungen in der Erdkruste statt. Solche Transgressionen wie die jungdevonische sind nicht wieder eingetreten. Dafür wechselten unzählige kleinere Niveauschwankungen, d. h. periodische Festlandsbildungen und seichte Überflutungen mit einander ab. Die physischen Verhältnisse dauerten nach meiner Ansicht bis ins Tertiär, bis zur jungtertiären Dislokationsperiode, die das Meer dauernd vom Kontinent in die heutigen Meeresbecken abfließen ließ. Die Festlandsperioden, die in der langen geologischen Zeit eingeschaltet waren, bildeten die Ursache für die verschiedenen Kohlenflöze, die wir in den folgenden Schichten zwischen den Sedimenten zerstreut finden. Ein großer Teil der Kohlenflöze gehört dem untern Karbon an. Da hier die Flöze bei der Wiederholung der gleichen physischen Zustände der Erdoberfläche nicht an bestimmte Horizonte gebunden sind, so sehen wir in den Nachbargebieten (z. B. in der Provinz Tschili) Kohlen im Unterkarbon, in der Trias und im Jura auftreten. Bei Nanking kommen nach Prof. Frech Flöze in der älteren Dyas vor.

Zur Permzeit machte Schantung eine Periode der Unruhe durch. Gewaltige Aschenregen und Intrusionen von saueren und basischen Magmen müssen sich zu der Zeit vollzogen haben. Aus dem geologischen Gesamtbild ergibt sich mit Bestimmtheit, daß Dislokationen größeren Stils mit der vulkanischen Tätigkeit nicht verbunden waren.

Wäre das Perm die Zeit der großen Dislokation, in der die heutige Konfiguration Schantungs geschaffen wäre, so müßte man als ihre direkte Folge mächtige Konglomeratbildung aus jener Zeit vorfinden. Die tertiären polygenen Schotterablagerungen aber, die eventuell als permische Denudations-Gebilde in Frage kämen, liegen im Profil weit über den Tuffhorizonten, welche

[1]) Auf $35^1/_2{}^0$ Breite und $112^4/_5{}^0$ Länge gelegen.

unzweideutig die permische Eruptionszeit wiederspiegeln. Die fraglichen Konglomerate können daher nicht permisch sein. Untrügliche Beweise einer permischen Dislokation fehlen also bis jetzt.

Auf die vulkanische Periode des Perm folgte eine sehr lange Zeit relativer Ruhe. Die paläozoischen Sedimente lagen seit ihrer Bildung eingedeckt unter der Oberfläche. Spät, sehr wahrscheinlich erst zu Ausgang des Tertiär setzte wieder eine gewaltige Umwälzung in der Erdkruste Schantungs ein, die die alten Schichten wieder zum Vorschein brachte. In dieser Phase intensiver Gebirgsbildung wurde das Tafelland, das seit seiner Hebung am Ende des Paläozoikum ruhig dalag, zerstückelt. Zu der Zeit wurde die Konfiguration Schantungs, die wir heute antreffen, in ihren Grundzügen geschaffen. In jener Zeit der geologischen Geschichte wurde dem ostasiatischen Kontinent sozusagen sein Dasein geschenkt. Das Meer floß endgiltig in die Becken ab, deren Grenzen die heutige Küste etwa darstellt. Auch Schantung wurde damals durch den Einbruch der großen Ebene von dem innerasiatischen Bergland losgelöst. Gleichzeitig mit der Lagerungsstörung fand eine reiche eruptive Tätigkeit statt. Interessant ist der Nachweis v. Richthofens, daß die Eruptionsperiode bis ins Quartär angedauert hat. Er[2]) fand bei Jü-tschou-fu in Honan eine Basaltdecke deutlich dem Löß aufgelagert. Auch das große Vulkan-Tuffgebiet bei Wei-hsiën spricht dafür, daß die vulkanischen Ausbrüche noch lange nach der Hauptdislokation andauerten. Zwischen Wei-hsiën und Tsching-tschonfu ruhen die Tuffe und Lavadecken horizontal auf den bereits denudierten Bruchschollen. Auch bei Töng-tschoufu in Nordschantung lagen die Basalte auf denudiertem Kambrium.

Mit dem Einsetzen der gewaltigen tertiären Dislokation waren natürlich immense Höhenunterschiede gegeben, die der Denudation gewaltige Arbeit zuwiesen. Vor dem Beginn der Gebirgsbildung haben wir uns ein Plateau vorzustellen, auf dem ausgedehnte Seebecken verbreitet waren. Durch die Bruchbildungen liefen die Wassermassen natürlich in den neu geschaffenen Senken zusammen. Reißende Bergströme mündeten von allen Seiten in die Wasserbecken und brachten durch Erosion der frisch angeschnittenen Profile eine bunte Musterkarte von Geröllen mit sich. Die daraus resultierenden Absätze sind jene rätselhaften Schotter, die v. Richthofen bei Hsintai und Itschoufu angetroffen hat.[3])

---

[1]) z. B. bei Itschoufu und Hsintai in Schantung.

[2]) China, 4. S. 504.

[3]) Hierher gehören sicherlich auch die Schotter von Jü-tschoufu in Honan (vgl. v. Richthofen, Atlas, t. 20).

Der Effekt der tertiären Gebirgsbildung bestand in Brüchen. Untergeordnet sehen wir einen leichten Faltenwurf, der sich in schwachen Wellen[1]) der Schichtendecke äußerst. Eigentümlich ist die Anordnung der tektonischen Linien (vgl. meine geotektonische Karte von Schantung, Beilage II). Es scheint keine bevorzugte Richtung vorzuliegen, der die Brüche folgen, und damit eine Gesetzmäßigkeit ausgeschlossen zu sein. Im Anschluß an die algonkische Gebirgsbildung, die das gleiche Bruchnetz geliefert hat, habe ich die Erklärung für diese tektonischen Erscheinungen bereits gegeben. Es besteht nur eine kleine Modifikation, die das Bild aber im wesentlichen nicht ändert. Die algonkischen Störungslinien wurden bei der tertiären Dislokation nicht direkt wieder aufgerissen, wie man wohl anzunehmen geneigt wäre. Ein Spannungsausgleich von zwei Kräften tritt wieder ein, wovon die eine Komponente konstant und die andere eine variable ist. Die konstante Komponente stellt die NO-streichende Kraftwelle der neu einsetzenden tertiären Gebirgsbildung dar. Die variable liegt in den algonkischen Torsionsbögen, die im Untergrund bei der neuen Erdkrustenbewegung wieder zur Geltung kommen. Im Sinne dieser Deutung stehen wir dem tektonischen Bilde, das uns die letzte große Dislokation geliefert hat, nicht mehr so verständnislos gegenüber. Wir sehen, daß das tektonische Endbild komplexer Natur ist und sich aus der geologischen Entwicklungsgeschichte heraus vollkommen verstehen läßt.

Mit der tertiären Gebirgsbildung ist die Hauptphysiognomie Schantungs fertig. Die noch folgende Periode des Quartärs hat nur eine untergeordnete Ausgestaltung des Oberflächenbildes bewirkt.

Der Kreislauf des Wassers begann allmählich das jetzige Flußnetz herauszumodellieren. Die Täler verbreiterten sich immer mehr. Das Produkt der Gebirgsabtragung durch die Tagesgewässer lagerte sich in horizontalen Bänken als Diluvialschotterterrassen auf den Talböden ab. In diese Zeit der geologischen Entwicklung Schantungs fällt höchstwahrscheinlich die Bildung der Diamantseifen südlich Itschoufu, auf deren Abbauversuche man mit Recht gespannt ist.[2])

Als Abschluß unseres geologischen Entwicklungsbildes müssen wir des Lösses gedenken, der als letzte Bildung sich in Schantung vollzog. Es ist das unsterbliche Verdienst v. RICHTHOFENS[3]),

---

[1]) So in den Sandsteinschiefern der Kiauebene bei Kiautschou, ferner eine NO streichende Mulde bei Hsintai (nach v. RICHTHOFEN).

[2]) Soweit sich die geologischen Verhältnisse übersehen lassen, liegt keine Analogie mit den südafrikanischen Diamantlagerstätten vor.

[3]) China. 1. Kapitel 2. S. 56.

die Entstehung jener merkwürdigen, in der ganzen Welt verbreiteten, volkswirtschaftlich so wichtigen Gesteinsart als äolische Bildung zuerst erkannt und beschrieben zu haben. Der einzige schwache Punkt in der geistvollen Ausführung liegt in der Frage nach der Herkunft des Materials. Charakteristisch ist der hohe Kalkgehalt des Lösses. Aus der Gesteinsverwitterung, die nach v. Richthofens Auffassung das Material des Lösses geliefert haben soll, gehen aber keine kalkreichen Produkte hervor, sondern tonige. Bei der Verwitterung des Kalkgesteines wird der $CaCO_3$ durch das Wasser fortgeführt. Die Frage nach der Herkunft des Kalkgehalts im Löß vermögen also die Erklärungsversuche v. Richthofens nicht befriedigend zu beantworten.

Die Verknüpfung der Lößbildung mit Glacialerscheinungen, worauf Steinmann[1]) hingewiesen hat, hebt alle Schwierigkeiten. Nach Steinmanns plausiblen Darlegungen ist der Löß das bis zur größten Feinheit gesiebte und durch den Wind fortbewegte Ausschlämmungsprodukt von diluvialen Endmoränen. Der Löß, jener fruchtbare Boden, dem Schantung seine ausgedehnte Landwirtschaft verdankt, ist demnach aus weiter Ferne — von dem Fuße der Hochgebirge Zentralasiens durch die Tätigkeit starker Winde verfrachtet worden.

Als letzte Bildung sei das Alluvium, die Anschwemmungsprodukte der Flüsse aus jüngster geologischer Zeit, erwähnt. Vom volkswirtschaftlichem Interesse sind sie durch die goldführenden Seifen, die sie enthalten. Große Schätze sind aber auch hier nicht zu erwarten.

Die Kohlenfelder in Schantung.

Schon v. Richthofen stellt in seinem großen Werk über China fest, daß dort Kohlen verschiedenen — paläozoischen und mesozoischen — Alters auftreten. Die hauptsächlichsten sollten jedoch die karbonischen Flöze sein. Schenk hat die von v. Richthofen aus China mitgebrachten Floren untersucht und uns folgendes Ergebnis darüber mitgeteilt.

Brauner Jura: Kohle von Tumulu (Mongolei), Pata-shu (Prov. Tschili), Tschaitang (Prov. Tschili), Tatungfu (Prov. Shansi), Kwang-yuen-hsiën (Prov. Sz'tschwan).

Lias: Kohle von Kwei-tschou (Prov. Sz' tschwan).

Rhät: Kohle von Hsi-ying-tze (Mongolei), Maling (Prov. Tschili).

Alle übrigen von v. Richthofen erwähnten Kohlenfelder sind den Pflanzenbestimmungen nach karbonischen Alters. Durch

[1]) Entwicklung des Diluviums in Südwestdeutschland. Diese Zeitschr. 1898.

Frech wissen wir, daß die Kohlen bei Tschön-kiang-fu unweit Nanking sogar der älteren Dyas angehören. Die Feststellung Schenks, daß die Kohlenfelder Chinas z. T. mesozoisch sind, hat nichts Überraschendes mehr, seit wir wissen, daß vom nördlichen Europa über Rußland und Sibirien bis nach Japan ein breiter Gürtel mesozoischer Festlandsbildungen sich hinzieht. Futterer[1]) hat auf seiner Reise durch Zentralasien am Südfuß des östlichen Tien-shan ebenfalls jurassische Kohlenflöze angetroffen. Potonié hat die von ihm mitgebrachten Pflanzenreste untersucht und gefunden, daß sie besonders Ähnlichkeit mit den jurassischen Pflanzen von Kusnezk südlich Tomsk in Sibirien haben.

Eine weitere Bestätigung der oben erwähnten Tatsache hinsichtlich der jurassischen Festlandsbildungen von Europa über den eurasiatischen Kontinent bis nach Japan bildet das Ergebnis einer Untersuchung Potoniés über fossile Pflanzen aus Schantung. Er konstatierte, daß die Kohlenflöze Schantungs z. T. karbonischen, z. T. jurassischen Alters sind. Unter den Jurapflanzen erkannte er bereits vier bekannte Arten. Leider war Prof. Potonié nicht befugt, über das geologische Auftreten nähere Mitteilungen zu machen. Umso mehr freue ich mich, diese Lücke durch meine geologischen Aufnahmen von Schantung ausfüllen zu können.

Potonié hatte die Liebenswürdigkeit, die von mir in Schantung gesammelten Pflanzenabdrücke zu untersuchen. Ohne vorherige Kenntnis der Fundstellen erkannte er sofort, daß zwei grundsätzlich verschiedene Floren vorlagen. Die Pflanzen aus den Kohlengruben von Wentso und Poshan bestimmte er[2]) als unzweifelhaft karbonisch. Dasselbe Alter ergibt sowohl die fossile Fauna wie die geologische Stellung im Profil. Die Flöze liegen an beiden Lokalitäten nicht weit über den transgredierten Untersilurkalken.

Die von ihm als zweifellos mesozoisch bestimmten Pflanzen stammen von Fangtse. Hier sammelte ich sie auf der Halde unseres ersten deutschen Kohlenschachtes in China. Potonié schrieb mir über die bei Fangtse gesammelten fossilen Pflanzenabdrücke:

„Zu den vier jurassischen Arten, die ich auf S. 124 meiner Abh. Pfl. Reste a. d. Juraformation 1903 aus Schantung angebe, kommt durch Ihre Aufsammlung noch hinzu *Clathropteris* (namentlich *Cl. Münsteriana* Schenk). Diese Gattung kommt im Keuper, Rhät und Jura vor, niemals — auch nur andeutungsweise — im Paläozoikum. Es handelt sich hier um einen ganz echt mesozoischen Typus."

---

[1]) Vgl. H. Potonié in Futterer, Durch Asien. 3. Lief. 1. 1903.

[2]) Ich betone ausdrücklich, daß Potonié keine Kenntnis von der Herkunft der Pflanzen besaß.

Diese neu erkannte Tatsache, daß bei Fangtse mesozoische Sedimente in geneigter Stellung — also disloziert — auftreten und nach ihrem Absatz von basischen Eruptivgesteinen durchsetzt sind, ist für das richtige Verständnis der Geologie Schantungs von weittragendster Bedeutung. Wir können daraus den berechtigten Schluß ziehen, daß die Hauptdislokation, die die Zerstücklung der zusammenhängenden Sedimentdecke, jene Schollenbildung in Schantung hervorgerufen hat, nicht zur Permzeit, sondern in postjurassischer Zeit stattgefunden haben muß. Dieser sichere Anhalt bedeutet für den Fortschritt unserer geologischen Kenntnisse in China außerordentlich viel. Berücksichtigt man ferner, daß über den jurassischen Kohlenflözen noch Sandschiefer in großer Mächtigkeit folgen, die alle dieselbe gleichsinnig dislozierte Lagerung einnehmen, so ist der Gedanke an eine jung-tertiäre Gebirgsbildung schon nicht mehr so befremdend.

Nachdem POTONIÉ jurassische Pflanzenabdrücke aus dem deutschen Kohlenschacht von Fangtse einwandsfrei nachgewiesen hatte, zog er daraus den Schluß, daß die Steinkohle, die die deutsche Schantungbergbaugesellschaft abbaut und auf den Markt bringt, jünger ist als Karbon. Dieser vermeintliche Nachweis POTONIÉS erregte in den beteiligten Laienkreisen einige Beunruhigung. Das geforderte Eingeständnis, daß die Schantungkohle jünger als z. B. die englische Kardiffkohle sei, ließ aus begreiflichen Gründen auf sich warten. Die Zurückhaltung der Schantungbergbaugesellschaft hat sich gelohnt, denn das geologische Urteil POTONIÉS über das Alter der jetzt von den Deutschen abgebauten Flöze in Schantung beruhte auf einem Irrtum. So unanfechtbar seine phytopaläontologischen Bestimmungen sind, so unglücklich waren seine stratigraphischen Schlußfolgerungen. POTONIÉ ist trotzdem völlig schuldfrei, da er von der Schantungbergbaugesellschaft ungenügend über die Fundstellen aufgeklärt war. Die jurassischen Pflanzenreste stammen garnicht von den beiden 3—4 m mächtigen Hauptflözen, die bei 136 m und 175 m angetroffen sind, sondern von Kohlenschmitzen, die etwa in 100 m Tiefe liegen[1]) (vgl. das Idealprofil durch die Kohlenfelder etc. unten auf Beilage V.) Es ergibt sich nach Aufklärung des Irrtums, daß die in Fangtse abgebauten Flöze tatsächlich der Karbonformation angehören, und die mesozoischen Kohlenlager ca. 100 m über den paläozoischen liegen. Die jurassischen Flöze sind nicht abbauwürdig. Bemerkenswert ist, daß bei Fangtse[2]), zwischen

---

[1]) Als ich Pfingsten, den 18. Mai 1902, den Schacht besuchte, da war der Schacht erst ca. 100 m weit abgeteuft, sodaß ich Gesteinsproben von den Hauptflözen noch garnicht hätte auflesen können.

[2]) Fangtse liegt auf $36^2/_3{}^0$ Breite und $117^1/_6{}^0$ Länge östlich von Greenw.

den untersten Flözen und dem Grundgebirge noch ca. 50 m weiche Mergelschiefer liegen. Das Profil bei Fangtse ist etwa folgendes:

36 m Sandstein
0,? m Sandstein mit jurassischen Kohlenschmitzen
100 m Sandstein
3—4 m mächtige Kohlenflöze des Karbon, durch vulkanische Gesteine verunreinigt
40 m Sandstein
4 m mächtiges Kohlenflöz des Karbon
50 m weiche Mergelschiefer
? m Granit des Algonkium.

Südlich von Fangtse finden wir ein stark zerstückeltes Schollengebiet. Die ganze Kohlendecke ist in einzelne, getrennte Stücke aufgelöst. In den durch Verwerfung versunkenen Gebirgsteilen finden wir die flözführende Sandsteindecke noch erhalten, während die stehengebliebenen Horste im Laufe der Zeit diese wertvollen Schichten durch Abtragung verloren haben. Die heutige Tiefe der Kohlenflöze hängt natürlich von dem Maße des jeweiligen Schollenverwurfes ab. Die Chinesen sind nur dort zum Abbau der Flöze gekommen, wo sie nicht zu tief unter der Oberfläche lagen. Südlich Masz zeigt das Profil der chinesischen Schichten etwa 20—30 m Bergemittel und dann das erste 3 m starke Kohlenflöz. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß noch 50 m tiefer ein zweites unabgebautes Kohlenflöz vorhanden ist.

Neben dem obigen Kohlengebiet von Weihsiën haben die Kohlenflöze der Insel Tolosan wegen der geringen Entfernung von unserer Kolonie Tsingtau erhöhte Bedeutung. Ich hatte am 18. Juni 1902 von Tsingtau aus Gelegenheit, auf dieser Insel zum ersten Mal produktives Karbon nachzuweisen. Bei der außerordentlich günstigen Lage und der wohlbegründeten Aussicht auf Erfolg empfahl ich dringend, auf Steinkohle zu bohren. Durch Verordnung des Reichskanzlers vom 16. Mai 1903 wurde dem Fiskus das Recht, Mineralien aufzusuchen, vorbehalten. Innerhalb der verflossenen 2 Jahre ist meines Wissens nach nichts vom Staate geschehen, um einem eventuellen Abbau näher zu treten. Da unsere Kolonialverwaltung sonst dem Grundsatze huldigt, nicht als Geschäftsunternehmer aufzutreten, so sollte sie doch auch in diesem Falle die Erschließung der Bodenschätze privater Erwerbstätigkeit freigeben. Es wäre aus nationalökonomischen Gründen schon deshalb ratsam, als dadurch ein willkommener Wettbewerb für den Kohlenhandel in Tsingtau geschaffen würde, der bisher nur in Händen einer einzigen Gesellschaft liegt.

Grundzüge der geographischen Verteilung von Festland und Meer während der verschiedenen geologischen Zeiten.[1])

Seit dem Mittelkambrium bis zum Untersilur bestand ein geschlossenes Weltmeer, das in Skandinavien begann und nach Osten über Asien nach Nord-Amerika sich erstreckte. Dieser Ozean umfasste fast den ganzen heutigen ostasiatischen Kontinent. Das sich im allgemeinen O—W erstreckende Meer bespülte im Norden einen Arktischen Kontinent. Im Süden wurde das Weltmeer durch einen Indoafrikanischen Kontinent begrenzt. Die Mitte dieses Meeres lag ungefähr auf dem 60. Breitengrade.

Zur Obersilurzeit vollzog sich eine gewaltige Meeresverschiebung Das Meer floss aus dem mittleren Asien ab. China und Sibirien wurden zum größten Teil Festland. Infolge der obersilurischen Regression finden wir in China meist nur Ablagerungen des Untersilur. Die wenigen Obersilur-[2]) Vorkommnisse treten nur in Korallenfazies auf. worin sich deutlich die Verflachung des Meeres kundgibt. Ein Fingerzeig für die allgemeine Regression am Ende des Untersilur besteht in den in Sibirien weit verbreiteten Gips- und Steinsalzablagerungen der untersilurischen Sandsteine. Auch in Schantung beobachtete ich in den untersilurischen Kalken eine Gesteinsausbildung, die offenkundig die Regression erkennen läßt. Es treten hier in den oberen Partien der Untersilurkalke kavernöse dolomitische Rauchwacken auf.

Dieser obersilurischen Regression in Sibirien und China entspricht eine Transgression[3]) des Meeres über den Kontinentalsockel des arktischen Kontinents im Norden.

Als Wirkung der obersilurischen Regression folgte zur Unterdevonzeit ein großes Festland in Asien. Nur im westlichen Asien blieb aus der Silurzeit das Altai-Uralische Becken bestehen, in dem sich fortdauernd kalkige Absätze bildeten. Gegen Norden stand das unterdevonische Meer im westlichen Asien sehr wahrscheinlich mit einem arktischen Meere in Verbindung. Gegen Osten hatte das unter-

[1]) Ich hatte zum besseren Verständnis folgender Ausführungen eine graphische Darstellung der Meeresverschiebungen auf dem asiatischen Kontinent während des Verlaufs der geologischen Zeiten ausgearbeitet und bereits drucken lassen. Ein solcher Versuch mußte bei unserer geringen Kenntnis der entlegenen asiatischen Gebiete gewagt erscheinen. Auf den wohlwollenden Rat eines erfahrenen Fachgenossen habe ich mich noch während des Druckes dieser Zeilen entschlossen, von einer Publikation der Bilderserie abzusehen. Daher mußte sich folgende Beschreibung auf den Text beschränken.

[2]) Bei Tschautien in der Provinz Sz'tschwan.

[3]) Transgression des Obersilur auf den Neusibirischen Inseln (vgl. Frech).

devonische Meer nachweislich eine Grenze gegen den oben erwähnten asiatischen Kontinent. Zur Unterdevonzeit bestand kein Meer, das in äquatorialer Richtung den heutigen asiatischen Kontinent durchschnitt. Zur Zeit des Unterdevon haben wir ein Festland von Australien bis ins nördliche Sibirien. Diese Tatsache ist ein Fortschritt in unserer Erkenntnis. Gerade über diese Epoche finden wir bei FRECH[1]) und bei DE LAPPARENT[2]) in den Ausführungen über die Verteilung von Festland und Meer eine auffällige Lücke. Das bis heute angehäufte Tatsachenmaterial weist entschieden auf einen unterdevonischen Kontinent in Asien hin. Die von FRECH angenommene unterdevonische Meeresverbindung zwischen dem Altai-Uralischen Becken und dem Pazifischen Ozean mitten durch das südliche Sibirien hindurch ist durch nichts begründet, denn bei Ajan am Ochotskischen Meere und bei Nertschinsk in Transbaikalien sind nur oberdevonische Sandsteine und kein marines Unterdevon gefunden worden.

Die Aufmerksamkeit möchte ich auf den NON-lichen Verlauf des Kontinents lenken. Die wirksame Kraftwelle, die den untersilurischen Meeresgrund über Wasser hob, hat danach ± sinische NO-Streichrichtung besessen.

Bemerkenswert ist der ungefähre zeitliche Zusammenhang der Meeresniveauschwankung mit der intensiven kaledonischen Gebirgsbildung in dem NW-lichen Europa. Es ist nicht unmöglich, daß diese silurische Regression sich als das schwache Ausklingen der intensiven Gebirgsbildung im NW-lichen Europa darstellt. Es scheint, als ob die geologischen Vorgänge auf unserer Erde trotz ihrer Unübersehbarkeit und ungeachtet der großen Entfernung ihrer Wirksamkeit sich schließlich bei genauerem Zusehen als etwas zeitlich Zusammenhängendes zuerkennen geben.

Der asiatische Kontinent aus der Obersilur- und Unterdevonzeit wurde im mittleren bez. oberen Devon wieder vom Meer bedeckt. Es setzte hier die große mitteldevonische Transgression ein, auf deren Bedeutung FRECH in seiner Lethaea mit Nachdruck hinweist. Das Meer transgrediert vom Altai-Uralischen Becken aus O und vom Pazifischen Ozean aus W über den Kontinent.

Bei dieser Meeresüberflutung tauchten das Kuenluen-Gebirge, der Tien-shan, das ganze China, Japan, Korea und das südliche Sibirien wieder unter Wasser. Dieser Vorgang spiegelt sich in den Fossilfunden in eklatantester Weise wieder. Es ist das Verdienst von FRECH, diese Verhältnisse durch palaeontologische Studien zuerst geklärt zu haben.

Den tektonischen Nachweis dieser devonischen Transgression

[1]) Lethaea geognostica, 1897 2. I.
[2]) Traité de géologie. 1900.

in Zentralasien brachte zuerst Bogdanowitsch. Es ist seine „Kuenluensche Transgression,“ deren östliche Fortsetzung ich jetzt in Schantung habe nachweisen können.

In Schantung lassen sich lithologische und palaeontologische Beweise für eine jung-devonische Transgression erbringen. Bei Laiwu fand ich über silurischen Kalken ein Basalkonglomerat, das nach oben in die kohlenführenden Sandsteine des Unterkarbon übergeht.

Dieses Konglomerat ist ein typisches Transgressionsprodukt! Südlich Kiautschou und südlich Tschoutschöng findet sich dasselbe Basalkonglomerat auf Urgebirge. Wir haben es hier mit einer übergreifenden Transgression des Oberdevon zu tun.

Bei Poschan und an andern Orten sieht man an der Basis der devonisch-karbonischen Sandschiefer auf den überfluteten Untersilurkalken Auswaschungsunebenheiten[1]).

Das Profil bei Poschan liefert auch einige palaeontologische Anhaltspunkte für das Alter dieser Transgression. Die reichen Fossilfunde von dieser Stelle haben nach Frech das Alter der mittelkarbonischen Viséstufe ergeben. Zwischen diesem Fossillager und der transgredierten Unterlage liegt noch eine Schichtenserie von 60—100 m, die der geologischen Zeit zwischen dem Einsetzen der Transgression und dem Absatz der fossilführenden Schichten entspricht.

Die Devontransgression war in ihrer Ausdehnung so ziemlich bestimmend für die Verbreitung des Unterkarbonmeeres, d. h. soweit wie diese Transgression reicht, haben wir Unterkarbon. Der hervorstechendste Zug in dem Bilde der Meeresverteilung zur Unterkarbonzeit ist die Existenz eines mitten durch den eurasiatischen Kontinent gehenden breiten Meeres. Ganz Sibirien und China war gleichmäßig vom Meer bedeckt. Dieses Mittelmeer, oder die Thetys, wie Suess es nennt, spielt vom Oberdevon an bis ins Eozän in der Verteilung von Festland und Meer auf dem sibirischen Kontinent eine bedeutende Rolle. Nur in der Lage der äquatorialen Mittellinie und in der N—S-lichen Breite dieses Meeres vollzog sich nach und nach eine Verschiebung. In der Zeit zwischen Mittel- und Oberkarbon rückte das Mittelmeer in Asien bedeutend nach Süden und verschmälerte außerordentlich, sodaß zur Oberkarbonzeit die Thetys nur als schmaler Meeresarm durch das südliche China strich. Ein mittlere Linie des oberkarbonischen Meeresverlaufs würde etwa von Formosa über Sz'tschwan, Tibet, Turkestan bis zur

---

[1]) In einem besonderen Kapitel, das die Entwicklungsgeschichte von Schantung behandelt, werde ich auf diese Erscheinung zurückkommen.

Krim gehen. Hier teilt sich die Thetys in einen Arm, der durch das südliche Europa (Balkan etc.) geht, und einen, der gegen Norden nach Nowaja Semlja abschwenkt.

Diese Veränderung in der Meeresverteilung zur Karbonzeit ist auf eine Niveauschwankung zurückzuführen, die in der Erdgeschichte größere Bedeutung hat. Entsprechend der mehr oder weniger universellen Verbreitung intensiverer Dislokationen der Erdkruste dürfen wir einen Zusammenhang dieser schwachen tektonischen Erscheinung in Ostasien mit einer intensiven Dislokation in einer andern Gegend erwarten. Die geologischen Tatsachen bestätigen diese Erwartung. Das zeitliche Gegenstück der Niveauschwankung in Ostasien bildet sehr wahrscheinlich die mittelkarbonische Gebirgsfaltung in Europa. Also auch zur Karbonzeit kommt der tektonische Zusammenhang von Europa und Asien zum Ausdruck. Bei diesen karbonischen Niveauschwankungen in Ostasien lassen sich natürlich neben Regressionen auch Transgressionen als Ausgleichsbewegungen nachweisen. Eustatische Bewegungen im Sinne von SUESS[1]) sind hier nicht nachweisbar.

In Schantung, Korea, in der Mandschurei, sowie im ganzen nordöstlichen China fanden während des Oberkarbon Hebung und Trockenlegung — also Regression des Meeres — statt. Das Meer floß nach Süden ab. Südlich von Schantung fand eine Vertiefung eines schon zur Unter-Karbonzeit bestehenden Meeres statt. Die Transgression, die der Regression in Schantung, Korea und in der Mandschurei entspricht, vollzog sich höchstwahrscheinlich in Hinter- und Vorderindien (Salt Range). Hier wurde ein großes Stück Festland zur Oberkarbonzeit von neuem unter Wasser gesetzt. — Die Folge dieser mittelkarbonischen Niveauschwankung bestand darin, daß sich der arktische Kontinent um 15 Breitengrade weiter nach Süden verschob. Diese nach Süden vorgeschobene nordchinesische Halbinsel des arktischen Kontinents drängte die Thetys um ein Bedeutendes weiter südlich.

Zur Permzeit hat sich in Ostasien in der Meeresbedeckung

---

[1]) SUESS deutet im 14. Abschnitt des II. Bandes (1888) seines Werkes „Antlitz der Erde" sämtliche Strandverschiebungen als selbständige Bewegungen der Wasserhülle und bezeichnet sie als „eustatische Bewegungen". Das Charakteristikum derselben besteht nach SUESS darin, daß sich dieselben an der Umrandung eines Meeres stets gleichsinnig äußern, d. h. man nimmt entweder nur Transgressionen oder nur Regressionen an der Meeresumrandung wahr. Diesem widerspricht mit Recht der französische Geologe DE GROSSOUVRE (Comptes rendus de l'assoc. fr. pour l'avanc. d. sci. 1901). Er betont mit Nachdruck den grundsätzlichen zeitlichen Zusammenhang von Regression, Transgression und Gebirgsbildung. Dieser wichtige Hinweis findet eine vollkommene Bestätigung durch die Ergebnisse der geologischen Forschung in Ostasien.

nichts Wesentliches geändert. — Zur oberen Triaszeit sehen wir folgendes Bild. Die Thetys hat sich noch mehr verschmälert. Den Sibirisch-Nordchinesischen Kontinent sehen wir noch weiter nach Süden vorgeschoben. Der zur Oberkarbonzeit von der Krim nach Novaja Semlja hinautreichende Meeresarm ist verschwunden. Wir haben jetzt einen zusammenhängenden sibirisch-nordeuropäischen Kontinent, der im Norden von einem circumarktischen Meer begrenzt wird. Dieses Meer steht durch einen Arm, der etwa von den Neusibirischen Inseln zum Ochotskischen Meere reicht, mit dem pazifischen Meeresbecken in Verbindung. Die Lage der Thetys ist im Verlauf der nachfolgenden geologischen Zeiten in der Hauptsache unverändert geblieben. Sie hat sich zur Jurazeit noch mehr verschmälert und in Niederländisch-Indien etwas verschoben. Das Jurameer erstreckte sich höchstwahrscheinlich von Neuseeland über Neu-Guinea, die Molukken[1]), Borneo nach Britisch-Vorderindien. Also auch im Jura haben wir denselben Meeresbogen, der schon zur Hauptsache seit dem Oberkarbon bestand. Wir können diese transasiatische Meeresbedeckung bis ins Eozän verfolgen. Dann tritt eine Unterbrechung der zusammenhängenden Meeresbedeckung ein. Die Meeresverteilung nähert sich dann allmählich mehr dem heutigen Zustande. Die gegenwärtigen Meeresumrisse sind annähernd jung-pliozän.

Geomorphologischer Teil.

v. Richthofen[2]) hat in den letzten Jahren verschiedene Arbeiten über die Geomorphologie Ostasiens geschrieben, die in hohem Maße die Aufmerksamkeit der Geographen und Geologen erregten. Er hat zum ersten Mal versucht, die merkwürdigen Bögen in der Morphologie Ostasiens einer systematischen Betrachtung zu unterziehen und ihre Entstehung zu ergründen. Das Ergebnis seiner Untersuchungen führte ihn dazu, eine neue Kategorie von Gebirgsbögen aufzustellen. Er nennt den in Ostasien vertretenen Typus einen „Zerrungsbogen".

Mit dem Worte „Zerrungsbogen" hat v. Richthofen einen neuen Begriff in die dynamische Geologie eingeführt, dessen Be-

---

[1]) Die hoch interessanten Jurafunde in den Molukken von Prof. Georg Boehm in Freiburg i. Br. haben die große faunistische Übereinstimmung der Jurafossilien längs der ganzen Ausdehnung der Thetys zur Jurazeit ergeben, sodaß wir heute wohl nicht mehr an der Persistenz dieses Meeres zu zweifeln haben.

[2]) Über die Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ost-Asiens. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin 1900.

Geomorphologische Studien aus Ostasien. Ebenda 1901, 1902, 1903.

rechtigung mir nicht ganz sicher zu sein scheint. Er setzt zur Erklärung der Dislokationserscheinungen in Ostasien eine zerrende Kraft voraus, deren Existenz sich nicht zwingend aus dem tektonischen Tatsachenbestand ergibt. — Wir sehen einerseits Staffelbrüche, die auf eine Zerstücklung der zusammenhängenden Sedimentdecke in einzelne Schollen hinweisen, andrerseits hat v. Richthofen festgestellt, daß die einzelnen Schollen von Inner-Asien bis nach Japan — von W nach O — treppenförmig abgesunken sind, was auf „Einbruch“ schließen läßt, dessen Mittelpunkt etwa im Gebiet des Pazifischen Ozeans liegen würde. Die Annahme **einer** einzigen zentripetal wirkenden Kraft würde genügen, um diese geologischen Tatsachen zu erklären. Besagte Voraussetzung fügt sich auch völlig in den Rahmen der Kontraktionstheorie, die bis heute noch immer von den meisten Geologen als die allein brauchbare angesehen wird.

Eine Zerrung allein würde überhaupt zum Verständnis der ostasiatischen Tektonik nicht ausreichen. Ich könnte mir schon vorstellen, daß zerrende Kräfte Brüche aufgerissen hätten. Die Senkungen aber würden sie nicht erklären. v. Richthofen mußte daher außer den Zerrkräften noch zentripetal wirkende Kräfte — Senkungen — annehmen. Lassen sich die geologischen Erscheinungen aber schon aus Senkungen allein begreifen, warum dann noch „zerrende Kräfte“ einführen, deren Existenz nicht einmal einwandsfrei erwiesen ist.

Deswegen können wir die Vorstellung „zerrender Kräfte“, um zu einer befriedigenden Erklärung der tektonischen Erscheinungen zu gelangen, vollständig entbehren.

Damit stehen wir auf dem Boden der Kontraktionstheorie, deren Wert bisher durch keine zutreffendere Theorie übertroffen worden ist. Es ist gerade im Hinblick auf diese Grundlage unsrer tektonischen Spekulationen der nachdrückliche Hinweis von höchster Wichtigkeit, daß der Begriff der Zerrung unbegründet ist.

Gerade die Anhänger der Theorie der Isostasie[1]) betonen besonders die Zerrbewegungen als Kompensation des Zusammenschubs innerhalb der Erdkruste.

Oben haben wir erkannt, daß „zerrende Kräfte“ zum Verständnis der geologischen Erscheinungen nicht ausreichen, und Senkungen nicht entbehrt werden können. Senkungen

[1]) Die Theorie leugnet bekanntlich eine Kontraktion der Erde. Alle Veränderungen der Kruste vollziehen sich ohne Verkürzung des Erdradius. Den Ausgangspunkt der Bewegung bildet die Störung des Gleichgewichts durch Abtragung der Gebirge und Anhäufung der Sedimente auf dem Meeresboden.

deuten aber unzweifelhaft auf Verkürzung des Erdradius hin, was einer Kontraktion des Erdkörpers gleichkommt. Es ergibt sich hieraus die Schlußfolgerung, daß die Kontraktionstheorie mit ihren zentripetal wirkenden Kräften — [Effekt: Senkungen] — und tangential wirkenden Kräften — [Effekt: Zusammenschub] — mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat als die Theorie der Isostasie.

Im Falle diese Überlegungen richtig sind, muß der Begriff Zerrung für unsere tektonische Vorstellung aufgegeben werden, und der von v. Richthofen eingeführte Name „Zerrungsbogen" für die ostasiatischen Gebirgsbögen verliert seine Giltigkeit.

Hinsichtlich der Entstehung der ostasiatischen Gebirgsbögen kann ich mich der Ansicht v. Richthofens nicht anschließen. Die einzelnen Teile der Gebirgsbögen sind nach ihm zeitlich verschieden entstanden. Erst durch Interferenz der verschiedenaltrigen Gebirgssysteme entstanden jene v. Richthofenschen Zerrbögen, die jetzt als morphologische Einheiten vorliegen.

Hierin sah v. Richthofen den fundamentalen Unterschied vom alpinen Stauungsbogen. Dieser ist einheitlich durch einen Faltungsprozeß entstanden. Die Bogenform rührt hier von alten Gebirgen her, die sich den durch Faltung angeschobenen Gebirgsmassen stauend entgegenstellten.

v. Richthofen unterscheidet bei den Bögen einen meridional verlaufenden Teil, der vom innern Gebirgsbau unabhängig zu sein scheint, und einen äquatorialen, der sinische Streichrichtung zeigt. Das äquatoriale Bogenstück ist in seiner Anlage alt, das meridionale weit jünger. v. Richthofen nimmt also zwei verschiedene Kräfte zur Erklärung der Gebirgsbögen an. Die eine Kraft zerrte aus SSO und besaß allgemein sinische Streichrichtung. Die andere zerrte vom Pazifischen Ozean — von O — her. Durch Verbindung dieser zu verschiedener Zeit gebildeten tektonischen Linien entstanden jene kettenartig miteinander verknüpften, wie aufgehängte Guirlanden aussehenden Bögen, deren konvexe Seite dem Pazifischen Ozean zugewandt liegt.

Gegen die Auffassung von v. Richthofen über die Entstehung der ostasiatischen Gebirgsbögen lassen sich sowohl vom stratigraphischen, als auch vom tektonischen Gesichtspunkt berechtigte Einwände erheben.

Wenn man sich vergegenwärtigt, welch' ungeheures Ausmaß diese Dislokationen besitzen, so wird man wohl mit Recht die Zeit ihrer Ausbildung als eine Phase intensivster Gebirgsbildung

ansehen dürfen. Derartig gewaltige Dislokationen gehen aber nicht vorüber, ohne unübersehbare Spuren ihrer Wirksamkeit in den geologischen Profilen hinterlassen zu haben. Mächtige Breccienbildung müßte in den dislozierten Gebieten die nachfolgende Sedimentserie eingeleitet haben. Die geologischen Profile aber bieten keinen Beleg für die von v. RICHTHOFEN supponierten tektonischen Störungen.

Die stratigraphischen Erfahrungen in Ostasien belehren uns indessen, daß die Perioden starker Gebirgsbildung bedeutend seltener gewesen sind, als v. RICHTHOFEN anzunehmen geneigt war. Die bisherigen geologischen Beobachtungen weisen entschieden darauf hin, daß seit der intensiven algonkischen Faltung, abgesehen von säkulären Hebungen und Senkungen, erst wieder zur Tertiärzeit gewaltige Störungen in der Erdkruste stattgefunden haben.

Es sprechen aber nicht nur die stratigraphischen Tatsachen gegen den v. RICHTHOFENschen Erklärungsversuch der asiatischen Bögen, sondern auch Überlegungen tektonischer Art. Während v. RICHTHOFEN zur Erklärung des äquatorialen Bogenstückes eine ONO streichende Kraft annimmt, setzt er zum Verständnis der meridionalen Komponente eine besondere N—S streichende gebirgsbildende Kraft voraus. Der Verlauf dieses meridionalen Teiles ist nun aber außerordentlich wechselnd, wie uns ein Blick auf den Atlas zeigt. In Fakto kommen alle Übergänge der Streichrichtung von NW—SO[1]) über N—S bis zu NO—SW vor. Diese stark differirenden Streichrichtungen werden durch eine N—S streichende tektonische Kraft nicht gut erklärt.

Da Dislokationen ersten Ranges in ihrem Verlauf nicht lokal beschränkt bleiben, so müßten in der Geomorphologie Ostasiens N—S streichende tektonische Linien in erkennbarer Deutlichkeit hervortreten. Dem ist nicht so. Das Streichen der ostasiatischen Gebirge läßt keineswegs eine besondere N—S streichende Gebirgsbildung erkennen.

v. RICHTHOFEN betont nun, daß die Richtung dieser meridionalen Bogenstücke auffälliger Weise keine erkennbare Beziehung zum innern Bau der Erdkruste zeige. In dieser Behauptung liegt der wunde Punkt der v. RICHTHOFENschen Auffassung. Dislokationen als Wirkung gebirgsbildender Kräfte bilden immer einen integrierenden Teil des inneren Baus und müssen stets Beziehungen zu diesem haben.

[1]) Die NW—SO Streichrichtung für den meridionalen Teil der Bögen finden wir in Schantung und Korea. Ich möchte schon jetzt besonders darauf hinweisen, daß die archäische Gebirgsbildung dasselbe NW—SO Streichen besitzt. Später werden wir sehen, daß diese archäische Streichrichtung eine hohe Bedeutung hat.

v. Richthofen hat die tektonische Bedeutung der meridionalen Gebirgsstücke und ihr Verhältnis zum innern Bau nicht erkannt. Diese Lücke in dem Aufbau seiner Ideen mußte ihn unfehlbar zu einem falschen Endergebnis führen.

Die meridionale Komponente der Bögen steht trotz des unstäten Verlaufs ihrer Streichrichtung, gerade so wie die äquatoriale, in engster Beziehung zum innern Bau der Erdkruste.

Die Gebirgsbögen Ostasiens sind in all' ihren Teilen mehr oder weniger gleichzeitig am Ende des Tertiär durch eine einheitliche geodynamische Kraft gebildet. Die Bögen sind nicht, wie v. Richthofen annimmt, das Endergebnis zeitlich verschiedener, doppelter Zerrung (aus S und O), sondern das Produkt einer einzigen, einheitlichen, NO streichenden tektonischen Kraft. Die Bogenform entsteht erst durch Interferenz der geradlinig NO streichenden Kraftwelle der tertiären Gebirgsbildung mit der durch die frühere Gebirgsbildung vorgezeichneten Struktur der Erdkruste. Die Struktur der Erdrinde zur Tertiärzeit ist das Ergebnis ihrer langen geologischen Entwicklungsgeschichte. Deshalb muß ich soviel über den geologischen Entwicklungsgang Ostasiens vorausschicken, als zum Verständnis der Struktur dient, die bei der tertiären Gebirgsbildung fertig vorlag.

Am Schluß des archäischen Zeitalters fand nachweislich in Ostasien intensive Gebirgsbildung statt. Die tektonische Kraftwelle erzeugte durch Zusammenschub **NW—SO** streichende Syn- und Antiklinalen. Das Ergebnis dieser ersten Gebirgsbildung bestand in einer physikalischen Differenzierung der Erdkruste. Durch die Zusammenpressung der Schichten entstanden in der Erdkruste NW—SO streichende tektonische Linien, die zugleich Richtungen größter Kohäsion darstellten. Senkrecht zu der Streichrichtung der Antiklinalen war die Richtung geringster Kohäsion.

Am Ende des Algonkium fand die zweite intensive Gebirgsbildung statt. Diese bildete den Ausgangspunkt für die heutige Geomorphologie Ostasiens. In ihr liegt des Rätsels Lösung! Durch die erste archäische Faltung war, wie wir oben sahen, die physikalische Differenzierung der Erdkruste so orientiert, daß die Streichrichtung der Antiklinalen (NW—SO) Richtung des größten Widerstandes war. Die Kraftwelle der neu einsetzenden, algonkischen Gebirgsbildung hatte ein Streichen von NO—SW. Wir haben also hier zwei Kräfte, eine passive und eine aktive, die gegeneinander in Wirkung traten. So bald diese unter irgend einem Winkel, der nicht gerade 90° betrug, aufeinander stießen, trat Interferenz nach dem Gesetz des Parallelogramms der Kräfte ein. Der Schluß-

effekt war Ablenkung der Streichrichtung. Würden beide Kräfte konstante Grösse gewesen sein, so wäre ein gerader Verlauf der tektonischen Linien die notwendige Folge. In der Wirklichkeit trat indessen dieser Fall nicht ein. Während die Kraftwelle der algonkischen Gebirgsbildung nahezu als Konstante angesehen werden kann, ist die andere Kraft, die in dem passiven Widerstand der physikalisch differenzierten Erdkruste ihren Sitz hat, eine variable Größe. Die verschiedene Stärke der Widerstandskraft liegt in dem Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit, in der verschiedenen Abtragung der Gebirge nach der archäischen Faltung etc. begründet. Erst dadurch, daß die eine der beiden wirkenden Kräfte in ihrem Wert eine variable ist, bringt die Interferenz jene bogenförmige tektonische Linie zu stande, die das Hauptelement in der ostasiatischen Geomorphologie bildet.

Zum Verständnis für die Entstehung der Gebirgsbögen brauchen wir also keine Zuflucht zu verschiedenen Prozessen der Gebirgsbildung zu nehmen, deren Existenz sich stratigraphisch und tektonisch als höchst unwahrscheinlich erweisen.

Am Schluß des Algonkium waren jene tektonischen Bögen in ihrer Anlage schon fertig, deren Entstehung den Geographen und Geologen bis auf den heutigen Tag ein Rätsel geblieben ist. Während v. Richthofen nach dem Algonkium noch zwei verschiedene tektonische Kräfte für seine Erklärung in Anspruch nimmt, deren Existenz fraglich ist, genügt für uns der Hinweis auf jene gewaltige tertiäre Gebirgsbildung, deren Spuren uns unverkennbar auf dem ganzen asiatischen Kontinent entgegen treten. Diese Gebirgsbildung, welche die sinische NO—SW Streichrichtung besaß, war allein ausreichend, um jene in Frage stehenden Bögen wieder hervorzuzaubern, die seit dem Algonkium unter einer mächtigen Decke von Sedimenten verborgen lagen.

Die Gebirgsbögen stehen demnach im engsten Zusammenhang mit dem innern Bau der Erdkruste. Der Mangel einer konstanten Streichrichtung der meridionalen Teile der Bögen findet am besten in obiger Auffassung auch seine annehmbarste Erklärung. [1])

Die genaue Altersbestimmung der Bogengebilde ist nicht auf direktem Wege möglich, da Sedimeute aus der jüngsten geologischen Periode — besonders in China — nicht vertreten sind. Wir sind in diesem Fall auf Kombination angewiesen.

Bei der Altersfrage gehe ich von der Vorstellung aus, daß eine intensive Gebirgsbildung wie die tertiäre auf dem ganzen

[1]) Die Ursache liegt, wie wir oben sahen, darin, daß die eine der zur Interferenz kommenden Kräfte eine variable Größe ist.

Erdball nachweisbar sein muß. Die Stärke dieser Dislokation mag regionalen Schwankungen unterlegen haben. In diesem Sinne glaube ich, daß auch ein genetischer Zusammenhang der letzten großen Dislokationen in Ostasien bestanden hat. In dieselbe Zeit der Entstehung fällt daher nach meiner Ansicht die Auffaltung des Himalaya, die Überschiebung des Thien-shan, wie die Zerstückelung Vorderindiens, [1]) die Küstengliederung Ostasiens, die Loslösung Japans vom Kontinent, die Individualisierung des malayischen Archipels und zuguterletzt auch die Staffelbrüche des nordöstlichen Chinas.

Was Wunder, daß bei der genetischen Verknüpfung der Gebirge von ganz Asien jene merkwürdigen Gebirgsbögen nicht auf Ostasien beschränkt bleiben, von wo sie uns v. Richthofen zuerst in zusammenhängender Weise beschrieben hat. In der Tat kennen wir solche Bögen von Afghanistan bis zu den Molukken und von der Tschuktschen-Halbinsel bis nach Sumatra. Überall sehen wir durch die tertiäre Gebirgsbildung jene in ihrer Anlage uralten Torsionsbögen wieder zum Vorschein kommen.

Da aber Ostasien keine Sondertektonik für sich in Anspruch nehmen kann, weil dieselben physikalischen Naturgesetze überall Gültigkeit gehabt haben, so mußte der v. Richthofensche Versuch, einen besondern ostasiatischen Gebirgstypus aufzustellen, von vornherein den Stempel der Unwahrscheinlichkeit tragen.

Ohne Widerspruch ergab sich aus dem geologischen Entwickelungsgang Chinas eine befriedigende Lösung für das geomorphologische Problem der Gebirgsbögen. Der Kernpunkt lag in dem einmaligen prinzipiellen Wechsel der Streichrichtung bei den verschiedenen Prozessen der Gebirgsbildung. Die **erste** nachweisbare Dislokation in der Erdgeschichte besaß die Streichrichtung NW—SO. **Sämtliche späteren** Gebirgsbildungen hatten die Streichrichtung NO—SW.

Durch den Nachweis der universellen Verbreitung der tertiären Gebirgsbildung bin ich geneigt, auch eine solche für andere Hauptdislokationen unserer Erde für möglich zu halten. Würde das für die archaeische Gebirgsbildung in Schantung zutreffen, d. h. würde die archaeische Gebirgsbildung mit ihrer charakteristischen NW—SO-Streichrichtung universelle Verbreitung gehabt haben, wie erwiesenermaßen die tertiäre, so hätte sich auch in Europa jener Streichrichtungswechsel vollzogen, der im Osten die Ursache für die charakteristischen Torsionsbögen bildet.

Verfolgt man auf dem Atlas die Verbreitung der Torsionsbögen, so erkennt man, daß sich dieselben von Asien ohne Unter-

---

[1]) Für die Entstehung der vorderindischen Brüche ist nach Noetling die Wende von Tertiär und Quartär am wahrscheinlichsten.

brechung bis nach Europa erstrecken. In den Alpen, in den deutschen Mittelgebirgen, in den Mittelmeerländern, überall treten die gleichen Gebirgsbögen [1]) auf, für die bisher noch keine einwandsfreie Deutung gegeben worden ist. Daher glaube ich, daß auch in Europa die archaeische Gebirgsbildung mit der charakteristischen NW — SO Streichrichtung stattgefunden hat. [2]) Das Problem der Gebirgsbögen, die über die ganze Erde ihre Verbreitung finden, hätte darnach einheitlich nach einfachen Naturgesetzen seine Lösung gefunden.

Über die Morphologie der Bögen möchte ich mir noch einige Bemerkungen erlauben, deren wesentlicher Inhalt sich notwendigerweise aus dem ergibt, was ich über ihre Entstehung gesagt habe. Die Bemühungen v. Richthofens, eine Gesetzmäßigkeit für den Verlauf der Bögen festzustellen, konnte unmöglich ein befriedigendes Resultat liefern. Ich hatte oben zu zeigen gesucht, daß durch die Variabilität der einen Kraftkomponente bei dem Spannungsausgleich der tektonische Effekt ein stets wechselnder sein mußte. Da der jeweilige Wert der variablen Größe unberechenbar ist, so ist jede erkennbare Gesetzmäßigkeit für den Verlauf der Gebirgsbögen vollständig ausgeschlossen. Ein aufmerksames Studium der Lage der Bögen auf dem asiatischen Kontinent bestätigt dieses negative Ergebnis. Ein großer Teil der ostasiatischen Zerrbögen wendet seinen konvexen Rand gegen SO, wie es v. Richthofen als die Regel hingestellt hat. Im westlichen [3]) Schantung haben wir dagegen einen Bogen, dessen konvexe Seite gegen NON gewendet ist. Am Schnittpunkt von $40\frac{1}{2}^{0}$ Breite und 100^{0} Länge östlich von Greenwich [4]) spannt sich nördlich vom Richthofengebirge ein scharf ausgebildeter Gebirgsbogen, dessen konvexer Rand gegen S schaut. In Oberbirma [5]) am rechten Ufer des Jarawadi haben wir vom Patkoi-Gebirge bis zum Arakan-yoma-Gebirge einen

---

[1]) Alle sind Torsionsbögen. Welchem besonderen tektonischen Typus — (ob durch Faltung oder durch Bruch entstanden) — sie angehören, ist von keiner prinzipiellen Bedeutung. Die Hauptursache ihrer Entstehung bleibt überall dieselbe.

[2]) Die geologischen Aufnahmen des Schwarzwaldes zeigen deutlich, daß im Grundgebirge ein Gangsystem aufsetzt, das NW—SO streicht und allmählich bogenförmig in eine NO-Streichrichtung übergeht. Also auch hier findet sich jene Bogenform in der inneren Struktur des Gebirges wieder.

[3]) vgl. meine beigegebene geotektonische Übersichtskarte der Provinz Schantung.

[4]) vgl. Debes, Neuer Handatlas, 1900, Blatt No. 44.

[5]) Wenn wir uns auch hier im Gegensatz zu Schantung in einem Faltungsgebiet befinden, so ist doch die tektonische Bedeutung der Torsionsbögen dieselbe wie in Bruchgebieten.

Bogen, dessen konvexer Rand gegen W gekehrt ist. So ließ sich noch eine grosse Zahl von Beispielen anführen, bei denen die Bögen ihre konvexe Seite gegen die verschiedensten Himmelsrichtungen wenden. Wir erkennen daraus die Tatsache, daß die Lage der Torsionsbögen nicht gesetzmäßig die gleiche ist, wie es nach der Aufstellung v. RICHTHOFENS den Anschein haben könnte. Auf die Ursache des Wechsels in der Orientierung der Bögen habe ich bereits oben hingewiesen.

v. RICHTHOFEN hat in seinen geomorphologischen Studien über Ostasien vornehmlich zeigen wollen, daß der Gebirgsbogen, der in Ostasien auftritt, vom geogenetischen Gesichtspunkt aus etwas ganz anderes ist, als der alpine Gebirgsbogen in Europa. Er stellt den ostasiatischen Gebirgstypus dem alpinen als eine besondere Kategorie gegenüber. Der Versuch, die Natur zu schematisieren, muß entschieden als verfehlt bezeichnet werden. Die Alpen erweisen sich in ihrem inneren Bau so vielgestaltig, daß von einem besonderen Gebirgstypus, wie man sich ihn etwa vor 25 Jahren vorstellte, nicht die Rede sein kann. Ebenso unrichtig ist die Meinung, daß die ostasiatischen Gebirge[1]) alle nach einem Schema gebaut sind. Dagegen ist es nicht zu leugnen, daß regional sowohl in den Alpen wie in Ostasien besondere Gebirgstypen vorherrschen.

Wollte man aber Kategorien der verschiedenen Gebirge aufstellen, so sollte man ausschließlich die Art ihrer Entstehung in der Bezeichnung zum Ausdruck bringen und nicht Lokalbezeichnungen anwenden, da die verschiedenen Typen in ausschließlicher Reinheit nie große Verbreitung besitzen.

Anstatt der v. RICHTHOFENschen Einteilung:

a) Stauungsbögen oder Alpen-Typus und
b) Zerrbögen oder Ostasiatischer Typus

sagen wir besser folgendermaßen:

Alle Bögen sind Torsionsbögen. Sie können durch verschiedene Entstehungsmodalitäten in ihrem Bau mannigfaltig gestaltet sein.

a) Faltungsbögen (durch Zusammenschub ohne Einbrüche)
b) Faltenüberschiebungsbögen (durch verstärkten Zusammenschub)
c) Bruchbögen (durch Einbrüche)
d) Bruchüberschiebungsbögen (durch Einbrüche und Zusammenschub).

---

[1]) Südlich des Tsinlingshan sehen wir in den vom Hauptstamm des Kuenluengebirges bogenförmig abgeschwenkten Gebirgsketten Bruchüberschiebungen, während sonst im nordöstlichen China einfache Bruchbildung vorherrscht.

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, die tektonischen Bögen in Europa in ihrer Entstehung zu erklären. Unsere hervorragendsten Geologen haben sich um die Lösung des Problems bemüht. Unter diesen ist an erster Stelle der verdienstvolle Harzgeologe LOSSEN zu nennen. Er[1]) erkannte im Harz zwei verschiedene Faltungssysteme[2]), die sich kreuzen und durchdringen. Das niederländische streicht nach ihm NO—SW, das herzynische NW—SO. Durch Interferenz beider entstand jener bogenförmige Verlauf der tektonischen Linien, dessen Deutung sich LOSSEN angelegen sein ließ.

In der Annahme **zweier verschiedener** Systeme von geodynamischen Kräften zur Hervorbringung der Torsionsbögen stehen LOSSEN und v. RICHTHOFEN auf dem gleichen Boden. Der Unterschied in der Auffassung zwischen beiden besteht in der Annahme eines verschiedenen Alters für die Systeme. Die Altersdifferenz scheint nach LOSSEN sehr gering gewesen zu sein. Beide fallen noch in die Karbonzeit, damit kommt nach meiner Auffassung LOSSEN der Wahrheit näher als v. RICHTHOFEN. Letzterer nimmt bekanntlich große Altersunterschiede an. Das äquatorial streichende Verwerfungssystem in China soll uralt, das meridionale postkarbonisch bez. posttriassisch sein.

Den Kernpunkt des ganzen Problems hat nach meiner Ansicht LOSSEN nicht getroffen[3]). Seiner Auffassung haftet ein Grad von Unwahrscheinlichkeit an. Nach ihm wurde zu Beginn der karbonischen Dislokationsperiode die Erdkruste durch die NW—SO streichende niederländische Faltungswelle zusammengepreßt. Noch z. Z. des Karbon sprang aus unbekannten Gründen die Streichrichtung der faltenden Kraft aus der niederländischen in die NO—SW Richtung um. Aus der Interferenz dieser beiden

---

[1]) Über den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten in Eruptivgesteinen im Harz. Jahrb. kgl. Preuß. geol. L.-A. Berlin. 1881.

[2]) Dieselben Erscheinungen der Doppelfaltung beobachtete ich 1896—97 am Fläscherberg in Graubünden (im Grenzgebiet der West- und Ostalpen), LORENZ, Beitr. Geol. Karte der Schweiz. N. F. X. Lief. S. 48. Auch hier stellte sich dieses Phänomen als Effekt zweier, zeitlich wenig auseinanderliegenden Phasen einer Faltungsperiode dar. Die Ursache aller dieser Erscheinungen ist dieselbe. Der Unterschied zwischen denen des Harzes und der Alpen ist der, daß die Torsionen in den letzteren während des Tertiär, die des Harzes im Karbon gebildet wurden. Die tertiären Bögen oder Sygmoiden in den Alpen sind aber nichts anderes als eine Neuauflage der in der Tiefe vorhandenen karbonischen. Die Entstehung ergibt sich aus meiner Darlegung über die Bildung der Torsionsbögen in Ostasien.

[3]) Hierin soll aber keineswegs eine Herabsetzung der geologischen Verdienste LOSSENs liegen. Die geologischen Verhältnisse des Harzes sind wenig geeignet, dieses geomorphologische Problem zu lösen.

Faltungen erklärt Lossen alle Torsionserscheinungen und die strahlenförmige Anordnung des Harzer Gangnetzes. Die Ursache der Interferenz und der damit verknüpften bogenförmigen Torsionen lag also für Lossen in einem prinzipiellen Streichrichtungswechsel einer faltenden Kraft innerhalb einer Dislokationsperiode.

Ich glaube nicht, daß die Streichrichtung der tektonischen Kräfte häufigerem Wechsel unterlag. Ein Wechsel hat nach meiner Ansicht nur einmal in der ganzen Erdgeschichte stattgefunden. Dieser vollzog sich am Ende des Algonkium.[1])

Der dauernde Wechsel in der Streichrichtung ist nach meinem Dafürhalten etwas so Tiefgreifendes, daß hierfür Ursachen angenommen werden müssen, die außerhalb unseres Planeten zu suchen sind. Diesem einmaligen Wechsel der Streichrichtung aller Dislokationsvorgänge auf unserer Erde liegt sehr wahrscheinlich eine Änderung der Beziehung unserer Erde zu den andern Planeten zugrunde. Man darf daher mit einiger Berechtigung annehmen, daß der kosmische Vorgang sich plötzlich und auf der ganzen Erde gleichzeitig vollzog. Deshalb muß seine Wirkung auf der ganzen Erde nachweisbar sein.

Unsere geologischen Erfahrungen sprechen nicht gegen diese Annahme. Wir erkannten in China an der Hand einwandsfreier geologischer Beobachtungen, daß dieser bedeutungsvolle kosmische Vorgang des dauernden, prinzipiellen Streichrichtungswechsels sich am Ende des Algonkium vollzogen hatte. Als wichtige Folge daraus ergibt sich für uns die Tatsache, daß jede postalgonkische Dislokation eine theoretische Streichrichtung von NO — SW haben mußte. Es erhellt daraus ferner, daß zur Karbonzeit die Faltungswelle überhaupt nicht mehr die archäische Streichrichtung NW-SO — nach Lossen herzynische — gehabt haben konnte. Die Annahme zweier verschiedener karbonischer Faltungssysteme, die Lossen zur Erklärung der Harzer Torsionsbögen nötig hat, ist damit unhaltbar.

Die NW—SO und NO—SW streichenden tektonischen Linien des Harzes sind nicht das Produkt zweier zur Karbonzeit wirkender verschiedener Faltungssysteme, sondern sind zur Karbonzeit durch eine einheitlich NO — SW streichende, karbonische Faltungswelle geschaffen. Die herzynisch (NW—SO) streichende Komponente der Torsionsbögen im Gebiete des Harzes ist die alte archäische (NW—SO) Streichrichtung,

---

[1]) Für Ostasien ist dies keine Vermutung, sondern eine nachprüfbare Tatsache!

die durch die NO streichende karbonische Faltungswelle lokal wieder zum Durchbruch kommt.

Nachdem wir festgestellt haben, daß in China mit dem Streichrichtungswechsel am Ende des Algonkium die algonkische Gebirgsbildung zuerst die Torsionsbögen hervorgebracht hat, die bei den nachfolgenden Dislokationsperioden nur in erneuter Auflage wieder hervortreten, so sollte man eigentlich erwarten, daß auch in Europa am Ende des Algonkium diese Bögen zuerst auftauchten. Dem ist aber nicht so.

Wäre die algonkische Gebirgsbildung auch in Europa in gleich intensiver Weise wirksam gewesen wie in Asien, so hätten wir auch hier die Torsionsbögen im Algonkium. — Es ist eine längst bekannte geologische Tatsache[1]), daß die einzelnen Dislokationen nicht überall auf dem Erdball gleichmäßig wirksam gewesen sind. Eine tektonische Störung im Algonkium ist bei uns nicht nachweisbar, weshalb wohl auch eine solche überhaupt nicht vorhanden gewesen ist. Daher konnten die Torsionsbögen um d i e s e Zeit in Europa noch nicht in die Erscheinung treten. Erst die karbonische Gebirgsbildung hatte in Europa weite Verbreitung. Deswegen nehmen wir die Existenz der tektonischen Bögen erst in dieser Periode wahr.

Der Hinweis möge genügen, um darzutun, daß die Lossensche Deutung der tektonischen Bögen im Harz nicht im Einklang steht mit den gleichen geologischen Erscheinungen in andern Gegenden, für die wir jetzt eine plausiblere und zutreffendere Erklärung gefunden zu haben glauben.

Suess[2]), unser Altmeister der Geologie, hat sich diesem Problem auch zugewandt und folgende Deutung für die Entstehung der ostasiatischen Bögen gefunden. Die Gebirge des eurasiatischen Hochlandes treten nach ihm gegen O rutenförmig auseinander

---

[1]) Ich habe oben meine Meinung über die Gleichzeitigkeit größerer Dislokationsphasen für große Gebiete der Erdoberfläche ausgedrückt. Ebenfalls habe ich darauf hingewiesen, daß jeder größere Dislokationsvorgang nicht gleichmäßig die ganze Erdkruste ergriffen hat. Es teilt sich die Erdoberfläche in Gebiete, in denen die Gebirgsbildung sehr wirksam war, und in solche, in denen ein allmähliches Austönen der Kraftwelle nachweisbar ist. In diesem Sinne verhalten sich Ostasien und Europa als tektonische Gegensätze gleichzeitiger Dislokation. Während in Ostasien am Schluß des Algonkium eine intensive Gebirgsbildung stattfand, war in Europa eine Zeit der Ruhe. Umgekehrt setzte zur mittleren Karbonzeit in Europa eine gewaltige Gebirgsstörung ein, die sich in China nur als schwache Niveauschwankung zu erkennen gab. So erklärt es sich, daß die Torsionsbögen in Ostasien schon vor Beginn des Paläozoikum auftreten, während wir sie in Europa erst zur mittleren Karbonzeit entstehen sehen.

[2]) Antlitz der Erde. 1888 S. 242.

und bilden ein Beispiel von Virgation in großem Maßstabe. Gegen den Ozean zu streben die divergierenden Gebirgssysteme wieder nach einem engeren Zusammenschluß. Durch dieses Umbiegen nach N entstehen jene meridionalen Bogenstücke, die so augenfällig in der Orographie Ostasiens hervortreten. Diese Erklärung dürfte nicht ganz befriedigen, da sie auf den innern Gebirgsbau keine Rücksicht nimmt. Auch die Tatsachen sprechen gegen diese Auffassung. Die tektonischen Bögen treten nicht nur gegen den Ozean zu auf, sondern finden sich ebenfalls im Hochlande Innerasiens. Die SUESS sche Erklärung ist daher wenig geeignet, den bogenförmigen Verlauf der Gebirge unserm Verständnis näher zu bringen. Auch haben die Darlegungen von SUESS über diesen Punkt mehr die Form einer Beschreibung als die einer Erklärung.

Ich habe mich bemüht, den Standpunkt der schottischen Kollegin OGILVIE[1]) in diesen tektonischen Fragen zu erkennen. Ihre Auffassung ist im Grunde keine konsequente. Mit ihrem Hinweis, daß Torsionen die Folgeerscheinungen von Spannungen sind, steht sie in der Gefolgschaft von LOSSEN, BERTRAND, LAPWORTH und vielen anderen Geologen. Damit scheint mir dieses Phänomen noch nicht genügend erklärt. In ihrer Arbeit über „The crust basins of southern Europe" 1899 sieht sie in z w e i Kräften die Ursache für die Torsionsbögen. Die e i n e Kraft liegt in der tertiären Dislokationswelle, die ganz Südeuropa durchzogen hat, während sie die a n d e r e durch die Gesteinsverschiedenheiten der Erdrinde erklärt. Hierbei wird also n u r e i n Faltungssystem angenommen. Die andere Kraftbewegung ist eine komplexe Größe, die sich aus unzähligen Verschiebungen zusammensetzt, welche von der ungleichen Widerstandskraft der Gesteinsschichten bei dem tertiären Zusammenschub herrühren. Sie betont ausdrücklich, daß ältere Faltungen nur insofern eine Rolle spielen, als sie Grenzen von Faziesgebieten bildeten und damit Gesteinsunterschiede hervorgerufen haben.

In ihren andern[2]) Arbeiten vertritt sie eine wesentlich andere Anschauung. An Stelle der einen Kraftkomponente, die aus der Gesteinsverschiedenheit hervorgegangen ist, nimmt sie eine O — W streichende mitteltriasische Faltung an. Aus Interferenz dieser mit der tertiären Gebirgsbildung (nach OGILVIE alpines Gebirgsstreichen: NNO—SSW!! ?) seien alle Torsionserscheinungen hervorgegangen. Die letzte Auffassung setzt

---

[1]) Vgl. STEINMANN s Referat im N. Jahrb. f. Min. 1901, 2. S. 418.

[2]) Ihre Erläuterungen über Schraubenbewegung bei dem Vorgang der Gebirgsbildung kommen für die Erklärung der tektonischen Bögen nicht in Betracht.

zwei Faltensysteme voraus, aus deren Interferenz die Torsionen sich erklären. Diese Deutung ist im Prinzip nicht unrichtig. Nur die Erkenntnis der richtigen Faltensysteme, die die Schuld an den Bögen tragen, ist nicht geglückt. Bei der universellen Verbreitung der Torsionsbögen ist es von vornherein falsch, rein lokal tektonische Erscheinungen, wie das O—W streichende, mitteltriasische Faltungssystem in Tirol, als Ursache anzusehen.

Ihre erste Auffassung, daß die Torsionsbögen sich bei der tertiären Gebirgsbildung aus Faziesunterschieden in der Gesteinszusammensetzung ergeben, ist in ihrer Art originell. Ich gebe zu, daß Faziesdifferenzen, wie sie in den Ostalpen vorliegen, unbedeutende Ablenkungen von der theoretischen Streichrichtung bewirkt haben mögen. Das universelle Phänomen der Torsionsbögen erklären sie nicht.

Paulcke[1]) hat jüngst in einem Glaubensbekenntnis über alpinen Gebirgsbau dieselbe Ansicht verfochten.

Ogilvie und Paulcke haben hier eine Idee von Steinmann in einer Weise verallgemeinert, die sicher nicht von ihrem Urheber beabsichtigt war. Steinmann betonte zuerst, daß in Grenzgebieten der Ost- und Westalpen ein augenfälliger Zusammenhang zwischen Faziesgrenze und tektonischen Störungslinien bestünde. Er hatte dafür die große bogenförmige rhätische Überschiebung als Beleg angeführt. Dieselbe folge im Großen und Ganzen der Faziesgrenze zwischen West- und Ostalpen.

Ich glaube nicht, daß ein zwingender Grund vorliegt, in dem Grenzgebiete der Ost- und Westalpen einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Faziesgrenze und Dislokation anzunehmen. Der Fazieswechsel ist sekundärer Natur. Das Primäre und nach meiner Ansicht Ausschlaggebende ist der Verlauf eines alten karbonischen Festlands, das lange geologische Perioden hindurch als Festlandsbarre zwischen dem westalpinen und ostalpinen Meere aufragte. Der bogenförmige Verlauf des alten karbonischen Gebirges war bestimmend für die Lage der späteren tektonischen Linie. Die alten, karbonischen Torsionsbögen kamen bei der tertiären Gebirgsbildung wieder zum Vorschein. Daß die alten Gebirgsrümpfe z. T. als Inseln im mesozoischen Meere aufragten und stellenweise größere Meeresbecken gegeneinander abschlossen, ist sehr leicht zu begreifen. Auf die Weise erklärt sich sehr einfach die geologische Erfahrung, daß Faziesgrenzen und tektonische Dislokationslinien zusammenfallen.

Unrichtig wäre es nun, wie es Ogilvie und Paulcke tun,

[1]) Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Berichte Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 1904.

Ursache und Wirkung zu vertauschen und den Ausgangspunkt der alpinen Torsionsbögen jeweils in Faziesgrenzen und Faziesunterschieden zu suchen. Sie sind rein sekundärer Natur. Die wahre, primäre Ursache liegt in den karbonischen Torsionsbögen, die durch die letzte alpine Gebirgsbildung wieder zum Durchbruch kam. Fallen Faziesgrenze und tektonische Störungslinie zusammen, wie es STEINMANN[1]) für das Grenzgebiet der West- und Ostalpen dargetan hat, so ist das Primäre und Entscheidende der Verlauf des karbonischen Gebirges. Die Fazies- und Gesteinsunterschiede mögen für den Verlauf bestärkend, aber niemals bestimmend gewesen sein[2]).

Die OGILVIE-PAULCKEsche Ansicht, daß jede tektonische Linie in den Alpen, die in ihrem Streichen von dem allgemeinen alpinen abweicht, auf Faziesunterschiede zurückgeführt werden muß, wird durch die Geologie der Ostalpen keineswegs bestätigt.

FRECH[3]) hat eine Erklärung für die Entstehung der tektonischen Bögen gegeben, die sich eng an die SUESSsche Auffassung dieser Bögen als Stauungsphänomen anschließt. Seine Deutungsweise knüpft an den großen Judikarien-Gailbruch in den südlichen Ostalpen an. Den bogenförmigen Verlauf erklärt er aus der Existenz eines karbonischen Gebirgskernes auf der Innenseite des Bogens. Die tertiäre Faltungswelle fand an einem alten starren Gebirgskern einen Widerstand und legte sich gleichsam ausbiegend in einem Bogen um diesen herum. Was hier von einem karbonischen Gebirgskern gesagt ist, gilt nach FRECH im allgemeinen als Ursache für die Gebirgsbögen überhaupt.

Sehr bemerkenswert sind die geomorphologischen Studien, die Professor BUNJIRO KOTO[4]) in den Jahren 1900—1902 in Korea unternommen hat. Die von ihm entworfene tektonische Karte ist eine sehr wertvolle Bereicherung unserer Kenntnisse von den Gebirgen Ostasiens, soweit das Tatsachenmaterial reicht. Sein Versuch aber, ein System in die Gebirgszüge hinein zu bringen, muß als

---

[1]) Geologische Beobachtungen in den Alpen. Berichte Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **10**.

[2]) Die Existenz eines bogenförmigen karbonischen Gebirges im Grenzgebiete der West- und Ostalpen ist indirekt nachweisbar. Der Verlauf derselben ist an der Verbreitung von Brandungsbreccien zu erkennen, deren Komponenten sich aus dem Gesteinsmaterial des karbonischen Gebirges zusammensetzt. Ich erinnere an die berühmte jurassische Falknisbreccie, die sich fast bis zum Julier nachweisen läßt. Auf die Einzelheiten dieser hochinteressanten Verhältnisse kann ich mich hier nicht einlassen, da sie den Rahmen dieser Arbeit überschreiten würden.

[3]) Die Tribulaungruppe am Brenner. Richthofen-Festschrift 1893.

[4]) An orographic sketch of Korea. Journ. of College of science, Tokyo **19**. 1903.

mißglückt angesehen werden. Seine Karte ist eine wichtige Ergänzung der von mir entworfenen tektonischen Skizze von Schantung. Vergleicht man das tektonische Bild beider Halbinseln, so findet man vollkommene Übereinstimmung. In beiden Gebieten ist das Grundgebirge gefaltet und das Deckgebirge in Schollen verworfen. In vorpalaeozoischer Zeit haben wir hier wie dort intensive Faltungen und hernach nur Bruchbildung.[1]) Das Alter der meisten Brüche ist höchst wahrscheinlich sehr jung. (Koto nimmt ohne genügende geologische Begründung verschiedene Alter an.) Die Brüche sind z. T. sehr bedeutend; sie durchziehen die ganze palaeozoische Sedimentdecke und reichen weit bis in das Grundgebirge hinab. In Gebieten starker Abtragung treffen wir daher oft in Schollen zerlegtes Grundgebirge, dessen Entstehung relativ jung ist.

Was nun der Verlauf der Bruchlinie in Korea betrifft, so herrscht die gleiche Regellosigkeit wie in Schantung.

Koto hat versucht, die Gebirgszüge Koreas, welche durchweg den Dislokationslinien parallel verlaufen, in verschiedene Systeme zu bringen. Als Einteilungsprinzip gelten für ihn das Alter und besonders der Verlauf der Gebirge. Unter diesen Gesichtspunkten unterscheidet er 1. ein sinisches System von präkambrischem Alter mit NNO—SSW Streichen, 2. ein Liautungsystem von ebenfalls hohem Alter (nicht genau von Koto präzisiert) mit WSW—ONO Streichen, 3. ein koreanisches System von posttriasischem Alter mit NNW—SSO Streichen, 4. ein Han-san System von sehr jungem Alter (jünger als das koreanische System) 5. ein System von Längsbrüchen (Streichen NNO—SSW, NNW—SSO und N—S) und Querbrüchen (Streichen W—O, WSN—ONO, WNW—OSO) unbestimmten Alters in der Landschaft Paleo-Myosyön und noch einige weitere Systeme.

Wie künstlich und für das genetische Verständnis der Gebirge wenig förderlich dieser Einteilungsversuch ist, lehrt ein Blick auf Kotos tektonische Karte. Innerhalb der einzelnen Gebirgspruppen herrscht ein solcher Streichrichtungswechsel der Gebirgsketten, der jeder Klassifizierung spottet. Greifen wir z. B. sein koreanisches Gebirgssystem heraus, das durch ein Generalstreichen von NNW—SSO ausgezeichnet ist. Im Süden Koreas biegen die Gebirgsketten dieses Systems aus der NNW Richtung in die NO Richtung um. Die westlichste Kette hat direkt sinische (NO—SW) Streichrichtung. Wo bleibt hier die Gesetzmäßigkeit?

[1]) Untergeordnet beobachtet man sowohl in Schantung als auch in Korea nach der Schollenbildung leichten Zusammenschub, der hier und dort kleine unbedeutende Falten erzeugt hat.

Ferner ist nicht einzusehen, weshalb die Längsbrüche von Paleo-chyo-syön, die im Norden Koreas NWN streichen und im mittleren Korea nach SW umbiegen, — also gerade so wie das koreanische System — zu einem besonderen System erhoben werden. Die Längsbrüche von Paleo-chyo-syön gehören eigentlich dem koreanischen System an. Sie konvergieren z. T. mit ihm. Dieses wäre doch kein hinreichender Grund, ein neues System aufzustellen. Die Syo-Paik-san-ketten im Süden Koreas konvergieren mit den Thai-Paik-san-ketten und werden dennoch dem koreanischen System zugerechnet. Und so ließen sich weitere schwache Punkte der Kotoschen Gruppierung anführen.[1])

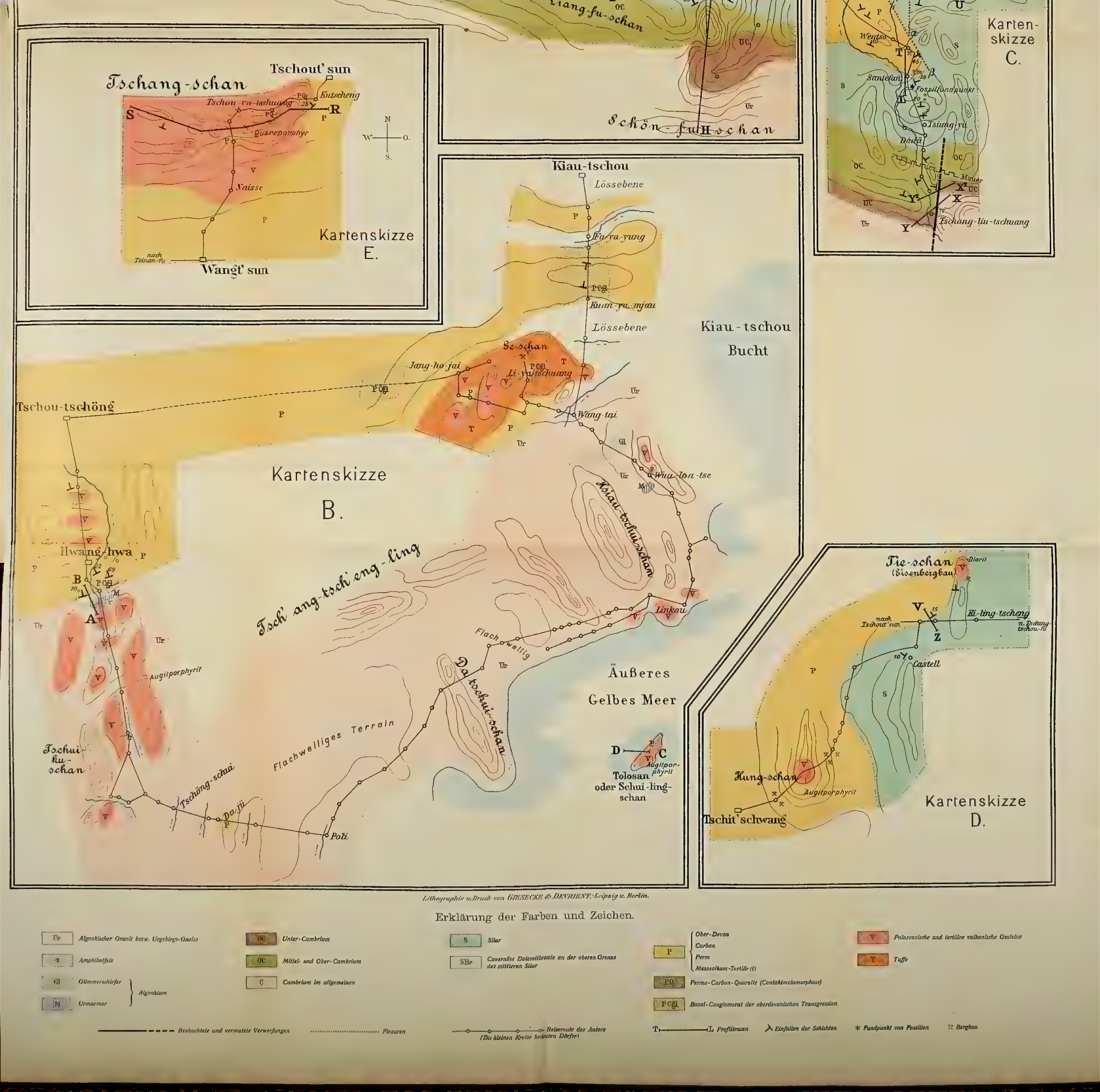
Ein Gefühl der Unbefriedigung wird jeden geologisch empfindenden Forscher beim Anblick der Kotoschen Karte beschleichen. Man vermißt die ausreichende Begründung für seine Einteilung. Die Natur läßt sich nicht immer klassifizieren. Jeder Versuch nach der Richtung hin mußte schon von vornherein verfehlt sein. Koto hat nach meiner Ansicht den genetischen Zusammenhang in der Geomorphologie Koreas nicht erfaßt. Ich habe oben bei der Behandlung der Geomorphologie Schantungs besonders hervorgehoben, daß gerade die Schemalosigkeit des Bruchnetzes die notwendige Folge der geologischen Entwicklungsgeschichte ist. Ich muß mir versagen, die Gründe für diese Gesetzlosigkeit nochmals anzuführen.

Neben dem Verlauf der Dislokationen war das Alter derselben für die Gruppierung der Gebirgsketten maßgebend. Auch in diesem Punkt hat Koto gefehlt. Unbestritten ist die Tatsache, daß das Grundgebirge am Schluß des Algonkium stark gefaltet worden ist. Die späteren Dislokationen bestehen nur aus Brüchen. Soweit pflichte ich Koto vollkommen bei. Dagegen weist Koto den verschiedenen Systemen ein verschiedenes Alter zu, wofür er keine hinreichende geologische Begründung gibt. Das koreanische System soll z. B. posttriasisch, das Han-San-System weit jünger sein.

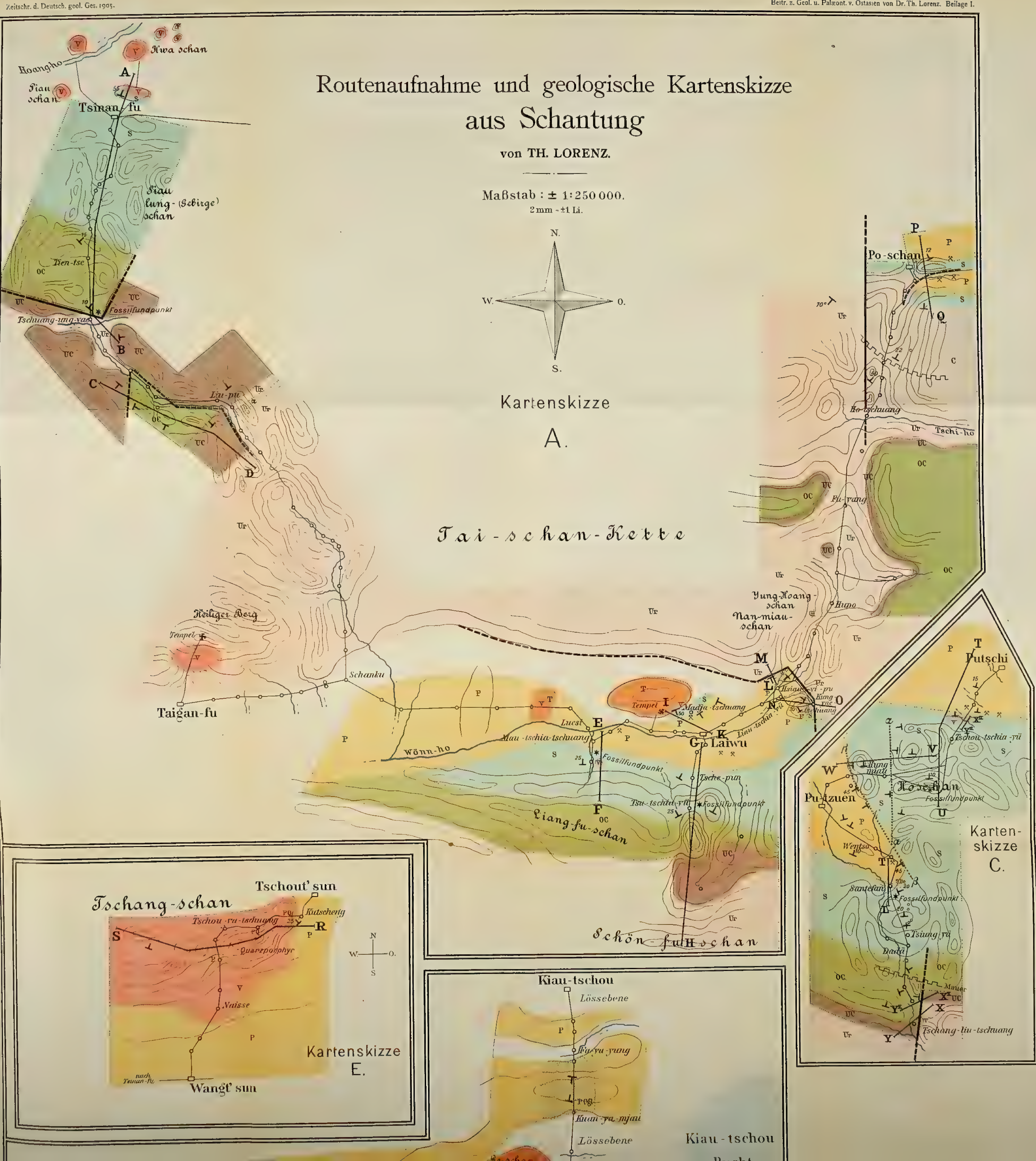
In der geologischen Entwickelungsgeschichte von Schantung habe ich verschiedene Momente angeführt, die es wahrscheinlich machen, daß die meisten Brüche praeter propter jung-tertiär sind. Jedenfalls spricht nichts gegen die Gleichaltrigkeit der Brüche

---

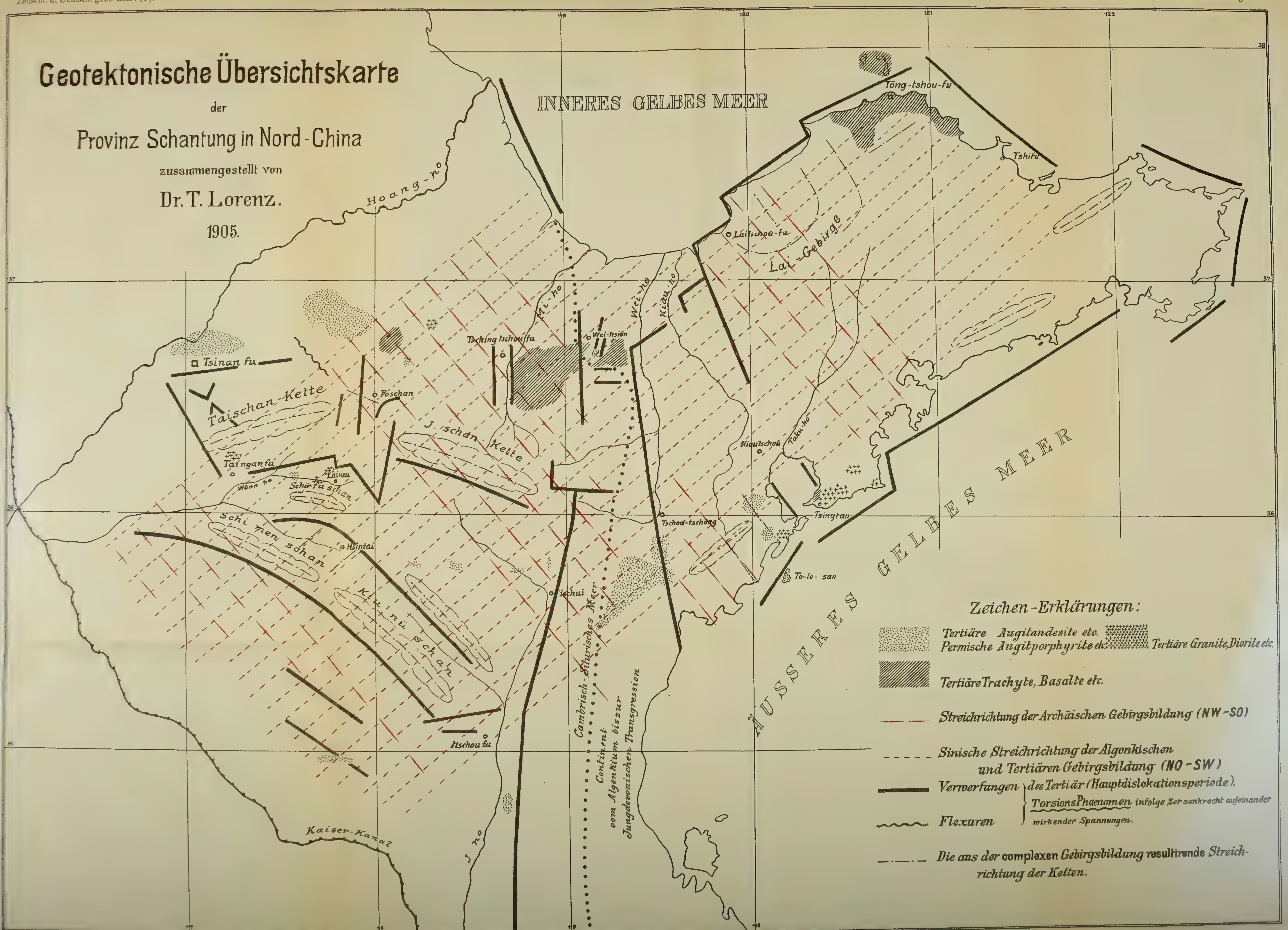
[1]) Ich bin sicher, daß Koto heute seine Einteilung der Gebirge Koreas gern preisgeben wird. Im Winter 1903 hatte ich Gelegenheit, mich mit ihm persönlich über die geomorphologischen Probleme Ostasiens auszusprechen. Ich hatte die Genugtuung, daß mir jener ausgezeichnete Forscher in allem zustimmte.



Kartenskizze C.
Wentsu
Santelan
Fossilfundpunkt
Tsiung yü
Daua
Mauer
Tschang-liu-tschuang
Schön-fu-schan
Tschang-schan
Tschout' sun
Tschou-ya-tschuang
Kutscheng
Quarzporphyr
Naisse
nach Tsinan-fu
Wangt' sun
Kartenskizze E.
Kiau-tschou
Lössebene
Fa-ya-yung
Kuan-ya-mjau
Lössebene
Kiau-tschou Bucht
Se-schan
Jang-ho-fai
Li-ya-tschuang
Tschou-tschöng
Wang-tai
Wua-lon-tse
Kartenskizze B.
Kiau-tschui-schan
Tsch' ang-tsch' eng-ling
Hwang-hwa
Augitporphyrit
Linkou
Flach wellig
Da-tschui-schan
Äußeres Gelbes Meer
Tolosan oder Schui-ling-schan
Augitporphyrit
Tschui-ku-schan
Tschöng-schai
Da-jü
Flachwelliges Terrain
Poli
Tie-schan (Eisenbergbau)
Diorit
nach Tschout' sun
Ki-ling-tscheng
n. Tschang-tschou-fu
Castell
Hung-schan
Augitporphyrit
Tschit' schwang
Kartenskizze D.
Lithographie u. Druck von GIESECKE & DEVRIENT, Leipzig u. Berlin.
Erklärung der Farben und Zeichen.
Ur Algonkischer Granit bezw. Urgebirgs-Gneiss
Amphibolfels
Glimmerschiefer
M Urmarmor
Algonkium
UC Unter-Cambrium
OC Mittel- und Ober-Cambrium
C Cambrium im allgemeinen
S Silur
SBr Cavernöse Dolomitbreccie an der oberen Grenze des mittleren Silur
P Ober-Devon, Carbon, Perm, Mesozoikum-Tertiär (?)
PQ Permo-Carbon-Quarzite (Contaktmetamorphose)
PCgl Basal-Conglomerat der oberdevonischen Transgression
V Palaeozoische und tertiäre vulkanische Gesteine
T Tuffe
Beobachtete und vermutete Verwerfungen
Flexuren
Reiseroute des Autors (Die kleinen Kreise bedeuten Dörfer)
Profiltracen
Einfallen der Schichten
Fundpunkt von Fossilien
Bergbau



Routenaufnahme und geologische Kartenskizze
aus Schantung
von TH. LORENZ.
Maßstab : ± 1:250 000.
2 mm - ±1 Li.
N.
W.
O.
S.
Kartenskizze
A.
Tai-schan-Kette
Hoangho
Kwa schan
Tsinan fu
Fossilfundpunkt
Tschuang-ung-yao
Lai-pu
Heiliger Berg
Tempel
Taigan-fu
Schanku
Wönn-ho
Luest
Mau-tschia-tschuang
Madja-tschuang
Laiwu
Tsche-pun
Liang-fu-schan
Schön-fu-schan
Po-schan
Ho-tschuang
Tschi-ho
Fu-yang
Hupo
Yung-Hoang-schan
Nan-miau-schan
Putschi
Tschou-tschia-yü
Pu-tzuen
Ho-schan
Wentso
Santefan
Tsung-yü
Dadü
Mauer
Tschang-liu-tschuang
Kartenskizze
C.
Tschang-schan
Tschout' sun
Kutscheng
Tschou-ya-tschuang
Quarzporphyr
Naisse
Wangt' sun
Kartenskizze
E.
Kiau-tschou
Lössebene
Kiau-tschou


Geotektonische Übersichtskarte
der
Provinz Schantung in Nord-China
zusammengestellt von
Dr. T. Lorenz.
1905.
INNERES GELBES MEER
ÄUSSERES GELBES MEER
Hoang-ho
Töng-tshou-fu
Tshifu
Laitschou-fu
Lai-Gebirge
Mi-ho
Wei-ho
Kiau-ho
Wei-hsien
Tsching tschou fu
Tsinan fu
Poschan
Taischan-Kette
J.-schan-Kette
Taingan fu
Wönn ho
Schö-fu schan
Laiwu
Schi men schan
Hsintai
Kiu nü schan
Kiautschou
Taku-ho
Tsingtau
Tschou-tschöng
To-lo-san
Ischui
Itschou fu
Cambrisch-Silurisches Meer
Continent vom Algonkium bis zur Jungdevonischen Transgression
Kaiser-Kanal
I ho
Zeichen-Erklärungen:
Tertiäre Augitandesite etc.
Permische Augitporphyrite etc.
Tertiäre Granite, Diorite etc.
Tertiäre Trachyte, Basalte etc.
Streichrichtung der Archäischen Gebirgsbildung (NW-SO)
Sinische Streichrichtung der Algonkischen und Tertiären Gebirgsbildung (NO-SW)
Verwerfungen
Flexuren
des Tertiär (Hauptdislokationsperiode). TorsionsPhaenomen infolge 2er senkrecht aufeinander wirkender Spannungen.
Die aus der complexen Gebirgsbildung resultirende Streichrichtung der Ketten.
Photolithographie u. Druck von GIESECKE & DEVRIENT, Leipzig u. Berlin.


BRITISH MUSEUM
G. D.
NATURAL HISTORY

Schematische Darstellung der geologischen Entwicklungsgeschichte von Schantung in Nord-China.

I *1.) Nach der archaeischen Faltung mit NW-SO Streichrichtung Abtragung der archaeischen Gebirge und 2.) Transgression des algonkischen Meeres.*

W. Westschantung Ostschantung O.

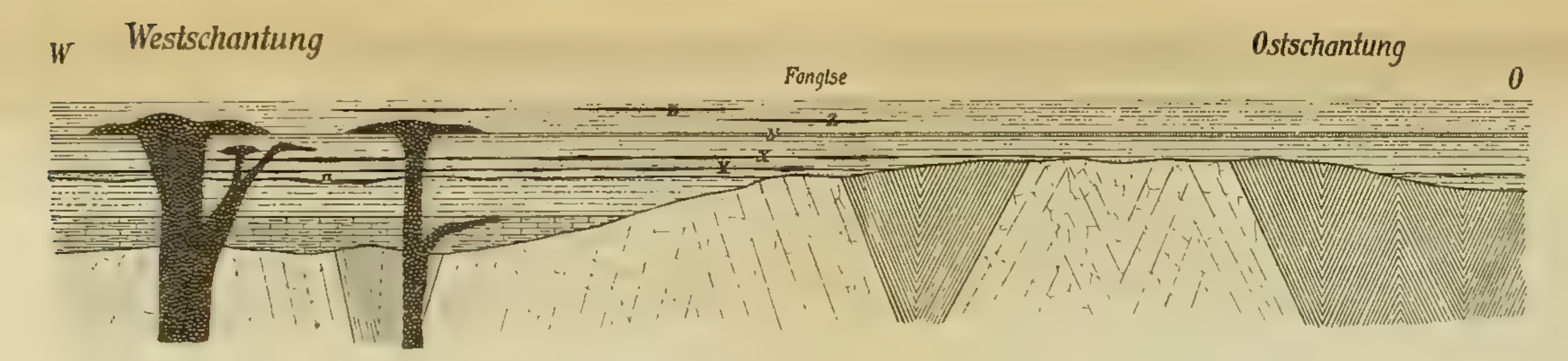
II

1.) Algonkische Faltung mit SW-NO Streichen. 2.) Tiefgreifende Abtragung der algonkischen Gebirge.
3.) Fortschreitende Transgression des sinischen Meeres. (Cambrium, Silur.)

Tsinan-fu Westschantung W. Deutsche Kohlenfelder südl. Wei-hsien. Fangtse Ostschantung Töng-tschou-fu O.

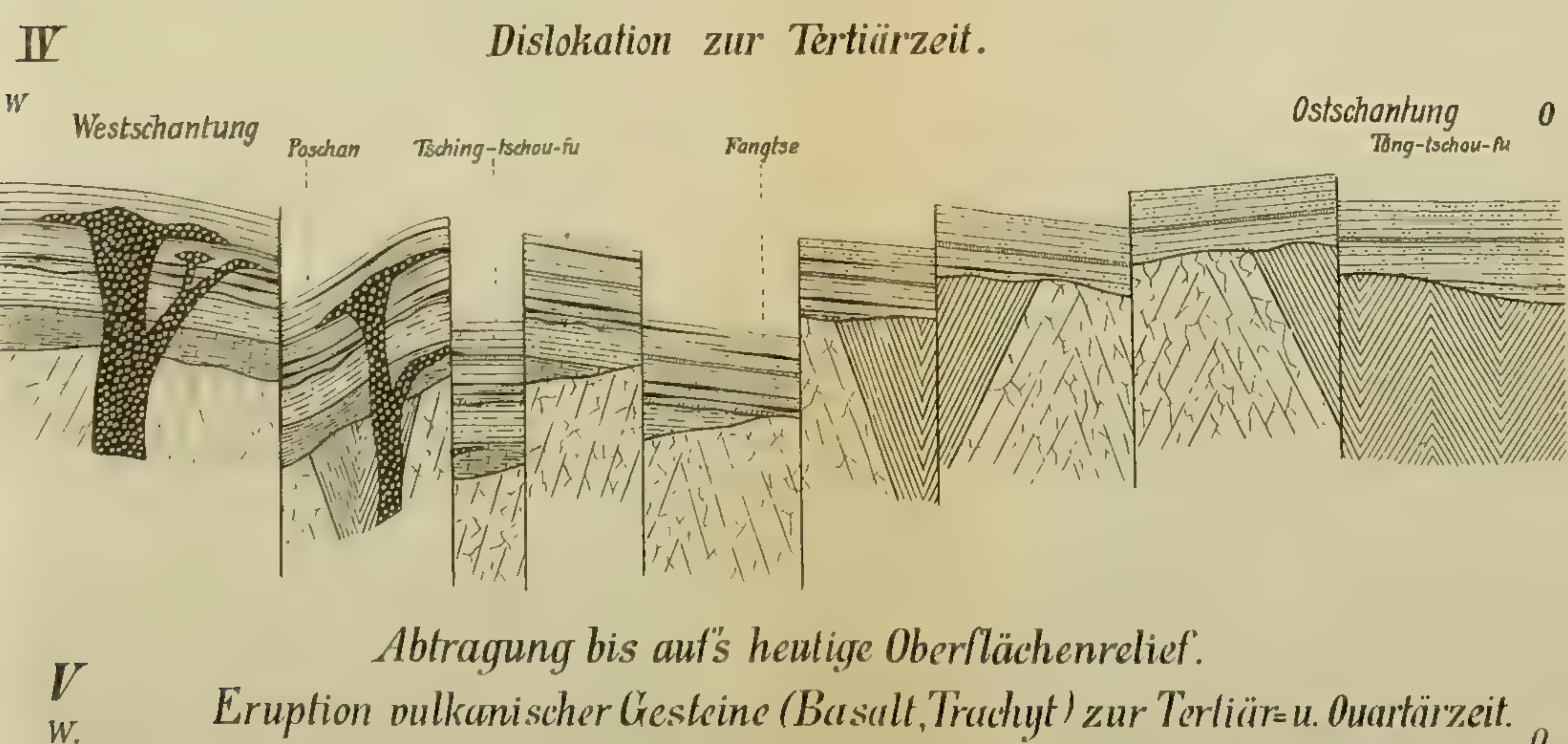
III

1.) Langsame Hebung Schantungs zur mittleren Silurzeit. Regression des Meeres u. Festlandsbildung.
2.) Fortschreitende Transgression zur Zeit des mittleren oder oberen Devon über Unter-Silurkalk und Urgebirge. 3.) Beginn einer Regression zur mittleren Carbonzeit.
4.) Eruptionsphase während des Perm. [Kohlenbildung während des Palaeo- und Mesozoikum.]



a Töpferthon (Auslaugungsprodukt d. jungdevonischen Transgression) x Carbonische Kohlenflötze. y Permische Tuffe. z Mesozoische Kohlenflötze.

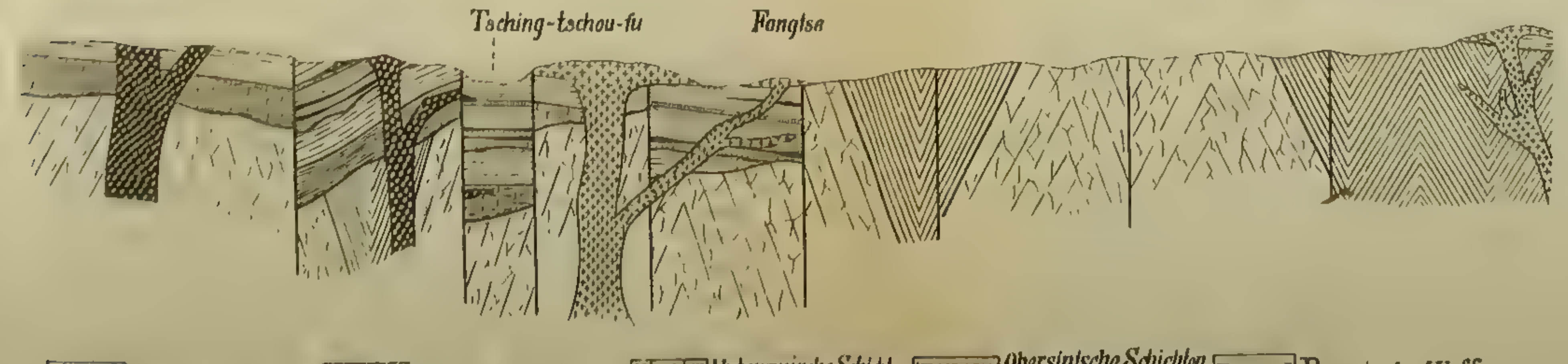
IV Dislokation zur Tertiärzeit.



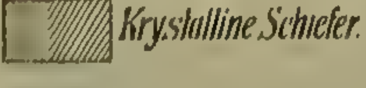
V

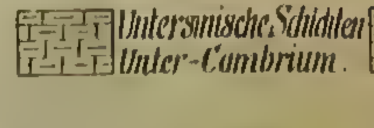
Abtragung bis auf's heutige Oberflächenrelief.
Eruption vulkanischer Gesteine (Basalt, Trachyt) zur Tertiär- u. Quartärzeit.

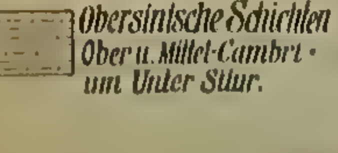
W. Westschantung Ostschantung O.



Gneissgranit.

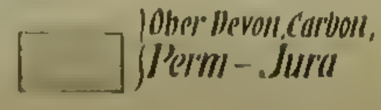

Krystalline Schiefer.


Untersinische Schichten Unter-Cambrium.


Obersinische Schichten Ober u. Mittel-Cambrium u. Unter Silur.


Permische Tuffe


Kohlenflötze.


Ober Devon, Carbon, Perm - Jura


Permische Augit-Porphyrite etc.

Tertiäre Basalte etc.

Photolithographie u. Druck von Giesecke & Devrient, Leipzig u. Berlin


BRITISH MUSEUM
G.
D.
NATURAL HISTORY

Profile zu Kartenskizze A

D — C — SO. ⟷ NW.

Liu-pu

Thalweg

Thalweg

Grüner Amphibolfels (Amphibol in großen Individuen vorherschend)

Körniger stark zersetzter algonkischer Granit

Quarzite

rote Kalkschiefer u. strohgelbe, rote Rauchwacken.

dickbankige Quarzite.

B — A — S ⟷ N

Tschuang-Ung-yä.

Fossilfundstelle

Tien-tse

Tschuang-tschia-yo.

Tsinan-fu.

Sehr quarzreicher, körniger algonkischer Granit

a Quarzite

b rote Kalkschiefer

Schiefrige globulitische Kalke m. Fossilien.

Zerschrattete, schwarze oder fleckige Kalke, dickbankig

Reine u. sandige hellbraune Kalkschiefer

Globulitische dickbankige Kalke z. T. marmorisirt.

Gelbe Kalkschiefer

Längliche Kalkconglomerate

Bankige, schwarze Kalke

Rötlich gefärbte Kalke (etwas Arrat)

Eisenschüssige Lehmdecke

Kohlenkalk

Marmor

Gabbro

F — E — S ⟷ N

Sche-mi-guein-duang

Mau-ya-tschuang

Braune Kalkschiefer (Ober Sinisch) (schüttiger Charakter)

Granitstock

* Fundpunkt mittelcambrischer Iaser-Fossilien im Bachbett

Schwarzer bankiger Kalk (Silur)

Rote Mergelschiefer

Rote Sandschiefer (Unter-Carbon)

Grobe Geröllagen mit Sand wechsellagernd } Perm

Thallehm auf Alluvialkies

G — H — N ⟷ S

Lai-wu

Tschapun

Tsu-tschia-yü.

Schön-fu-schan

Schiefriger Perm-Sandstein

Schwarze u. braune Carbonmergel (hart u. splittrig)

Silurische, Bankige Kalke

Braune Sandkalkschiefer (Ober Sinisch) = Ober-u. Mittel-Cambrisch.

Längliche Kalkconglomerate

Bankige reine Kalke

Quarzilbänke (Unter Sinisch) = Unter-Cambrisch.

Bunte Mergelschiefer

Urgranit

I — K — NW ⟷ SO.

Tempel

Madja tschuang

Laiwu

1 Tuffe

2 Eruptiver Granit

3 Eisenerzlager

4 Marmor } Silur

5 Bankiger Kalk } Silur

6 Rötlich-weißer, bröckliger Mergel, sandige Mergel, quarz. Kalke u. Kohlenflöze (prod. Carbon.)

7 Sandsteinschiefer (Perm)

L — M — SW ⟷ NO.

Hsiau-yi-pu

Verwerfung

a Körniger Urgranit. (Algonkisch)

b Dichte graue, quarzitische Kalke gelbe Kalkschiefer, Kalkconglomerate } Ober-Devon

c Gelbe Sandsteine (Permo-Carbon)

N — O — W ⟷ O.

Lau-tschia-yü

Kung-yae-tschuang

Verwerfung

a 1) Conglomerate aus Sand, schwarzem Kalk u. gelben dolomitischen Kalkbrocken.

2) Reine gelbe Sandsteine

3) Conglomeratische Sandsteine } Oberdevonisches Transgressions-Produkt.

b Reiner bankiger Kalk .... Silur

c verdeckt

d Rote Schiefer, rote Sandsteine, eisenschüssige schwarze Mergel, Kohle (Prod. Carbon).

e Urgranit (Algonkisch)

f Schiefriger Sandstein (Permo-carbon).

P — Q — NW. ⟷ SO.

Poschan

Hei-schan

Fossilfundstelle

Permo-Carbon

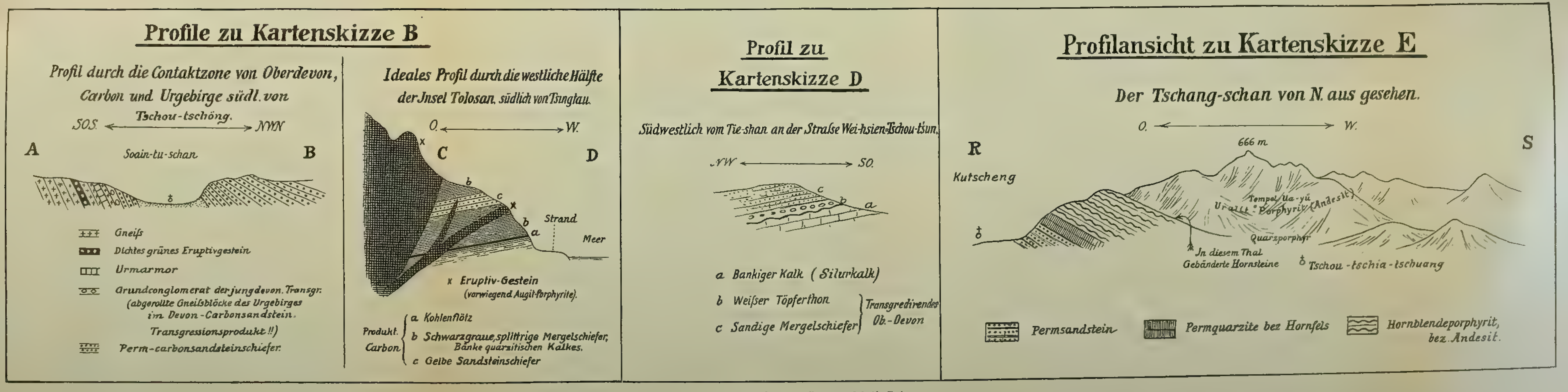
Unteres Prod. Carbon

Unter-Silur

Obersinische Schichten = Ober-u. Mittel-Cambrium

Unter-Silur

Ober-u. Mittel-Cambrium



Photolithographie u. Druck von GIESECKE & DEVRIENT, Leipzig u. Berlin.



Profile zu Kartenskizze C

NON ← → SWS

T — U

Putschi — Kohlenfeld v. Putschi — Siehe rechts Spezialprofil x—y — Tschou-tschia-yü — Ho-schan (600 m)

N ← → S

Perm — Prod. Carbon — Unt. Silur

Cavernöse thonige Rauchwacke im Silurkalk

Spezial-Profil zu dem eruptiven Gesteinslagergang im Kohlenkalk

NON — SWS

X — Y

a. Schwarzer Silurkalk
b. 1 Fuss plattige weisse kryst. Kalke
c. Uralitporphyrit
d. 1m Rotbrauner kryst. Kalk

Staffelförmiges Absinken nach W. in Form von Flexuren.

W. — V.

W ← → O

Putsuen-Kohlenfeld — Flexur β — Hung miau — Flexur α

a. Schwarzer Silurkalk — Rauchwacke im Silurkalk
b. Gelbgrüner Kalk, spätig, Fossilführend (Unter Carbon)
c. Schwarze Kohlenschiefer, Eisenhaltige Mergelschiefer, Kohlenflötze (Ober Carbon)
d. Sandschiefer (Perm)

Profil südlich v. Putsuen, am Ostende der Tai-schan-Kette.

SW ← → NO

Y — X

Tschang-liu-tschuang — Verwerfung

Unter-, Ober- Sinische Schichten:
a. Rote, glimmerige, sandige Mergel- bis Quarzit-Schiefer.
b. Reine u. sandige Kalke
c. Ruppige quarzitische Kalke u. gelbe Sandschiefer
d. Porphyrit
Urgranit

Profil 1 km. nördl. von Profil Y–X

SW ← → NO

Y' — X'

Ergänzung zu Kartenskizze C.

Profil durch die Contaktstelle von Carbon- und Untersilurkalk südlich Wentso.

T — L

N. — Wentso — S.

a Untercarbon-Sandschiefer und bunte Mergel.
b Cavernöse Dolomitbreccie (3 m. mächtig).
c Reiner schwarzer Untersilurkalk mit Plectambonites sericea, Sowerby.

Profile, zu denen keine Kartenskizzen vorliegen.

Halbkreisförmige Profil-Ansicht vom Tie-schan.

SWS — NON — W — O.

Tie-schan — A — B

Häuser der Schantung-Bergbaugesellschaft.

Silurkalk — Diorit u. Augitporphyrite — Eisenerzgänge

Spezial-Profil A — B am Tie-shan.

N — S.

Verwerfung — 1m — 20m — 4m — 20m

a. Diorit
b. Eisenerz u. Grünstein
c. Grünstein (basisches Eruptivgest.)
d. Reines Eisenerz
e. Grauweisser Sandkalkschiefer
f. Metamorphe bankige Kalke des marinen Silurkalkes.
g. Reiner Silurkalk

Jdealprofil durch die Kohlenfelder nördl. u. südl. von Masz.

N — S

Ta-lu Kohlenfeld — Fang-tse (Deutsches Bergwerk) — Masz — Fort gegen Boxer — Kohlenfeld

Basalt- u. Andesitgänge

Sehr quarzreicher körniger Algonkischer Granit — Sandstein (Untersinisch) — Grüne rote Mergel-Kalkschiefer (Untersinisch) — Splitterige feine gelbgrüne mergliche Kalkschiefer (Obersinisch) — Wenig dolomitischer, bankiger Kalk z. T. plattig (obersinisch) — 3–4 m Kohlenflötz (U. Carbon) — weisser Sandsteinlager

a. Glimmer-Andesit
b. Sandsteine des Mesozoicum mit Kohle
c. Kohlenflötze (4 m circa) im prod. Carbon.
d. „ „ d. Mesozoikum.

Photolithographie u. Druck von GIESECKE & DEVRIENT, Leipzig u. Berlin.



und damit aller verschiedeneu Gebirgssysteme [1]) in Korea, die Koto das bleibende Verdienst stets haben wird, topographisch aufgenommen zu haben.

[1]) Als berechtigte Ausnahme mag sein sinisches Faltengebirgssystem gelten, das in Form einiger weniger NO-streichender Gebirgsketten in Korea auftritt. Dieses System besitzt einen besonderen tektonischen Charakter. Es besteht aus Faltengebirgen, während die meisten Gebirgszüge dem Typus des Schollen- oder Bruchgebirges angehören. Ferner ist dieses System sicher algonkisch, während die übrigen Gebirgszüge Koreas jugendlichen Alters sind.

10. Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn.

Von Herrn W. Erich Schmidt in Berlin.

Hierzu Taf. XX—XXII u. 4 Textfig.

Vorwort.

Auf Anregung des Königlichen Landesgeologen Herrn Dr. Denckmann habe ich im Sommer 1904 etwa 3 Monate durch Kartierung einerseits und zonenweise Aufsammlung von Versteinerungen anderseits Klarheit in die Altersstellung des obersten Lenneschiefers von Letmathe zu bringen gesucht. Die relative Kürze der Zeit erklärt es hinreichend, daß die von mir aufgeführte Fauna weit davon entfernt ist, vollständig zu sein; denn den Fossilreichtum dieser Gegend auch nur annähernd erschöpfend darstellen zu können, dazu wäre lange fortgesetztes, fleißiges Sammeln eine Vorbedingung. Nun gibt es ja sicher in den großen Sammlungen sehr viele Stücke aus dem obersten Lenneschiefer dieser Gegend, die meine Aufsammlungen wesentlich ergänzt haben würden. Aber die in den Sammlungen aufbewahrten Stücke haben meistens den Nachteil, daß die Angaben des Fundortes und namentlich auch des Horizontes den zum Zweck der Altersbestimmung unbedingt notwendigen Grad von Genauigkeit nicht haben. Da nun aber die genaue Altersbestimmung Zweck der vorliegenden Arbeit war, so verzichtete ich auf die Benutzung anderer Sammlungen und hielt mich nur an das immerhin reiche Material, das ich selbst gesammelt habe. Übrigens ist die von mir zusammengebrachte Fauna noch sehr viel reichhaltiger, als die hier aufgeführten, sicher bestimmten Arten vermuten lassen; der oft recht mangelhafte Erhaltungszustand ließ jedoch in vielen Fällen keine befriedigende Bestimmung zu; und alle diese unbestimmbaren Reste sind in der Aufzählung der Fauna fortgelassen worden.

Leider habe ich mir aus Mangel an Zeit die Bearbeitung des ziemlich reichhaltigen Materials von Tabulaten, Stromatoporen und Bryozoen für eine spätere Arbeit aufsparen müssen, da das

unbedingt notwendige An- bezw. Dünnschleifen zu viel Zeit in Anspruch genommen haben würde. Diese Tiergruppen konnte ich umso eher zunächst unberücksichtigt lassen, als eine Klarstellung des Alters der Schichten auf Grund dieser Reste nicht zu erwarten war.

Für die Klarstellung des Alters der Schichten war natürlich in erster Linie ein genaues Kartenbild erforderlich. Die richtige Darstellung der Verwerfungen im Westen des Honsels und der grossen Dechenhöhle-Verwerfungen war mir freilich ohne die Kenntnis der Störungen im hangenden und liegenden Gebirge nicht möglich. Herr Dr. Denckmann gestattete mir die Einsicht in seine Kartierungen auf Blatt Hohenlimburg und gab mir auf mehreren gemeinsamen Exkursionen die Anleitung zur Darstellung der oben erwähnten Störungszonen. Die obere Grenze des Massenkalkes ist lediglich nach der v. Dechenschen Karte in meine Karte eingetragen.

Herr Dr. Torley in Iserlohn hatte die große Liebenswürdigkeit, mir bei der Bestimmung der Korallen in zweifelhaften Fällen beizustehen. Bei der Bestimmung der Crinoideen unterstützte mich Herr Professor Dr. Jaekel. Vor allem aber hat Herr Dr. Denckmann durch seinen wertvollen Rat die Arbeit sehr wesentlich gefördert. Herrn Geheimrat Dr. Branco sage ich für die liebenswürdige Überlassung der wissenschaftlichen Hilfsmittel des geologischen Unversitätsinstitutes, in dem die Bearbeitung des gesammelten Materials vorgenommen wurde, meinen besten Dank. Für wertvolle Ratschläge während meiner Studienzeit endlich bin ich Herrn Geheimrat Dr. Dathe zu großem Dank verpflichtet.

Zum Schlusse bemerke ich noch, daß meine Hauptsammlung mit den Originalen in den Besitz des Museums der Königlichen geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin übergegangen sind, die Originale der Crinoiden aber und sehr viele Dubletten dem Berliner Museum für Naturkunde einverleibt worden sind.

Einführung.

Den Namen Lenneschiefer oder Lenneschichten hat H. v. Dechen [1]) gegeben und später genauer definiert. v. Dechen hat mit diesem Namen auf der rechten Rheinseite die mächtige Schichtenfolge klastischer Gesteine bezeichnet, die konkordant Karbon, Oberdevon und Massenkalk, oder, wie er diesen nennt, Eifelkalk, unterlagern und deren Liegendes echtes Unterdevon

[1]) Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. 2. Bonn 1884. S. 148 ff.

sei. Wo aber die Grenze des Unterdevons liege, sei sehr schwer anzugeben, da die Gesteine denen des Unterdevons sehr ähnlich und die Versteinerungen wenig charakteristisch seien. So blieb denn der Name Lenneschiefer allen im wesentlichen klastischen Schiefergesteinen, die sich zwischen der durch den Massenkalk am Nordrande des rechtsrheinischen Paläozoikums gebildeten Linie einerseits und der Linie: Siegburg, Olpe, Berleburg andererseits ausdehnen. v. Dechen stellte diese ganze Schichtenfolge in die untere Abteilung des Mitteldevons, da der größte Teil der Versteinerungen den Calceolaschichten angehöre, wenngleich sich auch solche der Stringocephalenschichten fänden.

In der Folgezeit geriet v. Dechens Auffassung des Lenneschiefers als unteres Mitteldevon sehr in Mißkredit, nachdem E. Schulz in mehreren Arbeiten[1] seine für die Hillesheimer Mulde[2] gegebene Gliederung auch im Lenneschiefergebiet nachweisen zu können geglaubt hatte. E. Schulz geht davon aus, daß der Massenkalk, ebenso wie der Pfaffrather Kalk, nur den oberen Stringocephalenkalk darstelle, daß also dessen Liegendes, der Lenneschiefer, zum größten Teile noch seinem Mittleren Mitteldevon zuzurechnen sei, und er stellt es als sicher hin, daß nördlich der Linie: Siegburg, Olpe, Olsbeurg (bei Brilon) nur Lenneschiefer vom Alter des unteren Stringocephalenkalkes vorkomme. Schulz gliedert seinen Lenneschiefer in drei Abteilungen auf Grund der in zwei Horizonten zahlreicher auftretenden Kalkniveaus. Er unterscheidet unter dem Massenkalke:

3. Actinocystiskalke

2. Hauptmasse der Lenneschiefer mit der Caiquaschicht.

1. Spongophyllenkalke, deren Liegendes die von dem Ebbegebirge herausstreichenden Quarzite, Konglomerate und Arkosen bilden sollen.

Die Actinocystiskalke hält er für gleichaltrig mit dem oberen Korallenkalke der Hillesheimer Mulde, den Spongophyllenkalk für ein Äquivalent des mittleren Korallenkalkes von Hillesheim. Unter den Actinocystiskalken hat Schulz an vielen Stellen Bänke beobachtet, die mit *Rensellaeria amygdala* (fälsch-

---

[1]) Vorläufige Mitteilung aus dem Mitteldevon Westfalens. Diese Zeitschr. **36**. 1884. S. 656. — Geologische Untersuchungen im Gebiete des von Sieg, Agger, Wupper, Lenne und der oberen Ruhr durchströmten Teiles des rechtsrheinischen Devongebirges. Verhandl. Naturh. Vereins Rheinl. u. Westf. **43**. 1886. Korr. S. 88. — Geognostische Übersicht der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe. Ebenda **44**. 1887. S. 139. — Besprechung von E. Holzapfel, das obere Mitteldevon. Sitz.-Ber. Niederrh. Ges. in Bonn vom 2. 12. 1895. S. 114.

[2]) Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. 1882. S. 158.

lich *caiqua* genannt) erfüllt sind, und die er mit der Hillesheimer Caiquaschicht identifizierte. Diese verhängnisvolle Caiquaschicht ist wohl der Hauptgrund für SCHULZ gewesen, dem Lenneschiefer ein so jugendliches Alter beizulegen. SCHULZ weist also den gesamten Lenneschiefer in den unteren Stringocephalenkalk oder, wie er sagt, in das mittlere Mitteldevon; denn unteres Mitteldevon und Unterdevon soll es nur, wie schon gesagt, südlich der Linie: Siegburg, Olpe, Olsberg geben, und diese Schichten nennt er Orthocerasschiefer und Unterdevon.

Die SCHULZsche Dreiteilung des Lenneschiefers haben auch andere Forscher angenommen. Die in der Litteratur häufig gebrauchte Bezeichnung: Oberer Lenneschiefer bedeutet: oberer Lenneschiefer einschließlich der Spongophyllenkalke.

Ganz im Sinne E. SCHULZ' behandelt WALDSCHMIDT[1]) den Lenneschiefer der Gegend von Elberfeld. Er unterscheidet unter dem Elberfelder-, das ist Massenkalke:

2. Grauwackentonschiefer und
1. Grauwackensandstein

und parallelisiert diese beiden Lenneschieferhorizonte mit den unteren Stringocephalenschichten KAYSERS.

Die Begründung dieser Bestimmnng des Alters der Schichten ist nicht einwandsfrei, denn die wenig charakteristischen Versteinerungen, die aus den Schichten vorlagen, erlaubten es noch nicht, einen Schluß auf das Alter der Schichten zu ziehen. Das Vorkommen von Kalkbänken mit *Cyathophyllum quadrigeminum* in den Elberfelder Grauwackentonschiefern darf nicht ohne weiteres als Beweis dafür angesehen werden, daß die Schichten gleiches Alter haben wie die Paffrather Quadrigeminumschichten G. MEYERS,[2]) da Korallen immer mit großer Vorsicht als Leitfossilien zu gebrauchen sind.

Im Liegenden der Schichten WALDSCHMIDTS unterscheidet SPRIESTERSBACH[3]) bei Remscheid weiter zwei Horizonte:

2. Konglomerate, mit roten und grünen Tonschiefern wechsellagernd, und
1. Remscheider Schichten.

In den Remscheider Schichten hat SPRIESTERSBACH eine größere Anzahl bestimmbarer Versteinerungen gefunden, auf Grund deren er diesem Schichtenkomplex das Alter der Siegener Grau-

---

[1]) Die mitteldevonischen Schichten des Wuppertales bei Elberfeld und Barmen. Beilage z. Bericht über die Ober-Realschule zu Elberfeld 1887—1888.

[2]) Der mitteldevonische Kalk von PAFFRATH. Bonn 1879.

[3]) Vorläufige Mitteilung über die Stellung der devonischen Schichten in der Umgegend von Remscheid. Centralbl. f. Min. 1904, S. 599.

wacke zuschreibt. Wenn dem so ist, dann dürfte wenigstens der Grauwackensandstein WALDSCHMIDTS älter sein als oberes Mitteldevon.

Nunmehr setzt indessen eine Reaktion gegen die Auffassung E. SCHULZ' ein, indem namentlich WINTERFELD Beweismaterial für ein höheres Alter des Lenneschiefers zu erbringen sucht. In vier Arbeiten beschäftigt sich WINTERFELD[1]) mit den geologischen Verhältnissen der Paffrather Mulde und der Umgegend von Gummersbach und Lindlar, doch vernachlässigt er anscheinend zu Gunsten der Horizontierung auf Grund der Petrefakten die stratigraphischen Lagerungsverhältnisse allzusehr. In den drei ersten Arbeiten weist er entgegen der Auffassung G. MEYERS (a. a. O.) lediglich auf Grund ihres Fossilinhalts die Gladbacher- oder Hiansschichten in das Liegende der Bücheler- oder Uncitesschichten G. MEYERS, wogegen E. HOLZAPFEL[2]) energischen Einspruch erhebt, und glaubt an der Basis der Hiansschichten in einem crinoidenreichen Kalke ein Äquivalent der eifler Crinoidenschicht gefunden zu haben. Das Liegende der Hiansschichten: Quadrigeminum- und Hexagonumkalk nebst Lenneschiefer könnten demnach nicht jünger sein als die Calceolaschichten, vorausgesetzt, daß WINTERFELD die von G. MEYER angegebene Schichtenfolge dieser Mulde angenommen; doch hat er darüber seine eignen Ansichten, wie die vierte Arbeit lehrt. Hier gibt er eine ganz komplizierte Gliederung des Paffrather Kalkes und der dazugehörigen Lenneschiefer, so daß das Resultat seiner Arbeit, wie mir scheint, keine Klärung, sondern vielmehr eine Vermehrung der über dieses berühmte Kalkvorkommen herrschenden Verwirrung ist, zumal da WINTERFELD seiner Arbeit keine Karte beigegeben hat. An der Äquivalenz eines Teiles der Hiansschichten mit der eifler Crinoidenschicht hält er fest, aber über den Hiansschichten sollen die Hexagonumschichten von Refrath liegen, die sonst allgemein als älter gelten, diese soll dann Lenneschiefer überlagern, während Quadrigeminum- und Uncitesschichten den Abschluß des Mitteldevons nach oben bilden sollen. Demnach stellt auch WINTERFELD einen Teil des Lenneschiefers ins obere Mitteldevon.

HUNDT[3]) hat sich mit den Schichten der Attendorn - Elsper

---

[1]) Über den mitteldevonischen Kalk von Paffrath. Diese Zeitschr. **46**. 1894, S. 687. — Über eine Caiquaschicht und das Hangende und Liegende des Paffrather Stringocephalenkalkes. Ebenda **47**. 1895, S. 645. — Über den mitteldevonischen Kalk von Paffrath. Entgegnung. Ebenda **48**. 1896, S. 187. — Der Lenneschiefer. Ebenda **50**. 1898, S. 1.

[2]) Das Alter des Paffrather Kalkes. Ebenda **47**. 1895, S. 365.

[3]) Die Gliederung des Mitteldevons am Nordwestrande der Attendorn-Elsper Doppelmulde Verhandl. Naturh. Vereins Rheinl. u. Westf. **54**. 1897, S. 205.

Doppelmulde beschäftigt und hat den Wert seiner Arbeit durch eine Übersichtskarte bedeutend erhöht. Wenn auch in der Gliederung des Lenneschiefers keine großen Fortschritte gemacht sind, da er dieses Schmerzenskind der Stratigraphie auch nur in die gleichen drei Abteilungen wie SCHULZ zu gliedern vermochte, so äußert er doch richtigere Ansichten über das Alter der Schichten. HUNDT unterscheidet folgende Schichten im Lenneschiefer:

4. Schiefer und Kalk mit *Actinocystis* und *Terebratula amygdala (caiqua)*,
3. Krinoidenstufe,
2. Spongophyllenschichten,
1. Ebbeschichten.

Nur die Zurechnung der Ebbeschichten, die den Orthocerasschiefern SCHULZ' entsprechen sollen, ist neu, oder vielmehr HUNDT ist damit der Auffassung v. DECHENS beigetreten, und neu ist die Aufstellung der Krinoidenstufe, aus der HUNDT eine große Anzahl von Pelmatozoenarten der eifler Crinoidenschicht anführt. Der Name Krinoidenstufe ist jedoch sehr schlecht gewählt, da er die Vorstellung erweckt, als ob HUNDT diese Schichten für gleichaltrig mit der Crinoidenschicht der Eifel hielte. Er bemerkt aber ausdrücklich: „Während die Crinoidenschicht der Eifel als Grenzhorizont zwischen Calceola- und Stringocephalenbildungen gilt, muß im südwestlichen Sauerlande dieser Grenzhorizont in die hangendsten Schichten der Lenneschiefer oder gar in den unteren Massenkalk verlegt werden." Die Begründung dieser Auffassung ist zwar nicht sehr überzeugend, doch hat HUNDT damit sicher das Richtige getroffen, wie die von mir bei Letmathe gemachten Funde zeigen. Ein weiteres Verdienst HUNDTS ist der Nachweis, daß die Caiquaschicht nicht horizontbeständig ist, denn Anhäufungen von *Rensellaeria amygdala* kommen im Spongophyllenkalke und auch im Actinocystiskalke[1]) vor, sollen aber im höheren Lenneschiefer häufiger sein.

Das Alter der Schichten im Liegenden der Lenneschiefer hat Graf Matuschka von Toppolczan[2]) zu bestimmen versucht, indem er den Nachweis führte, daß die Dachschiefer von Berleburg dem unteren Mitteldevon, die Schiefer von Wingeshausen dagegen den oberen Coblenzschichten angehören. Seine Untersuchungen konnten keine endgiltigen Resultate liefern, da Schichten sicher

[1]) Das ist möglicherweise noch kein Beweis für das Auftreten der *R. amygdala* in verschiedenen Horizonten. Siehe S. 530, Anm. [2])

[2]) Die Dachschiefer von Berleburg. Göttingen 1886.

bekannten Alters, die ihm zum Ausgangspunkt hätten dienen können, in jener Gegend nicht bekannt waren.

Bis in die jüngste Zeit wurden fast allgemein im Lenneschiefer zwei Abteilungen unterschieden: der obere Lenneschiefer, einschließlich der Spongophyllenkalke wurde ins obere Mitteldevon, der untere Lenneschiefer ins untere Mitteldevon gesetzt. Diese Ansicht gibt auch die Mehrzahl unserer neueren zusammenfassenden Werke[1]) wieder.

Es gibt also zwei Auffassungen vom Alter des Lenneschiefers: Einerseits wird der gesamte Lenneschiefer dem unteren Mitteldevon zugewiesen; demnach müßte die Grenze zwischen unterem und oberem Mitteldevon ungefähr mit der Grenze zwischen Massenkalk und Lenneschiefer (v. Dechen, Hundt) zusammenfallen. Andrerseits wird die Hauptmasse des Lenneschiefers noch zum oberen Mitteldevon gerechnet, demzufolge die Grenze zwischen unterem und oberem Mitteldevon an der Basis der Lenneschiefer oder im unteren Lenneschiefer zu suchen wäre (E. Schulz, Waldschmidt, Holzapfel, Frech). Winterfeld nimmt etwa eine vermittelnde Stellung ein. Es ist aber bisher noch keinem gelungen, den einwandsfreien Nachweis für die Richtigkeit dieser oder jener Auffassung zu führen.

Erst durch die Aufnahmen der Königlich Preußischen geologischen Landesanstalt scheint Klarheit in das dunkle Gebiet des Lenneschiefers zu kommen. Zwar bedeuten die Resultate der Untersuchungen von Loretz[2]) keinen sehr wesentlichen Fortschritt gegenüber der v. Dechenschen Gliederung, denn er unterscheidet im Lenneschiefer nur zwei Stufen: älteren Lenneschiefer, der aus Grauwacken vornehmlich zusammengesetzt ist, und vorwiegend aus Grauwackenschiefern bestehenden jüngeren Lenneschiefer mit mehreren Kalklagern, von denen Loretz glaubt, daß sie im Streichen aushalten. Von der Wichtigkeit der häufig auftretenden roten Schiefer für eine Gliederung der Lenneschiefer hat sich Loretz nicht überzeugen können; er führt die rote Färbung vielmehr auf sekundäre Veränderungen zurück.

Erst Denckmann[1]) ist es gelungen, die Lenneschiefer, die

---

[1]) z. B. Kayser, Lehrbuch der Geologie. II. Formationskunde. — Credner, Elemente der Geologie. — Holzapfel, Das obere Mitteldevon 1897. — Frech, Lethaea palaeozoica 1897.

[2]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1896—1899.

[1]) Die folgenden, im Auszuge mitgeteilten Angaben, die Gliederung des Lenneschiefers und die Namen für die einzelnen Abteilungen entnehme ich dem noch unveröffentlichten Bericht des Herrn Dr. Denckmann über die Aufnahmen im Lenneschiefergebiet des Blattes Hohenlimburg im Sommer 1903, dessen Benutzung mir von der Direktion der geol. Landesanstalt freundlichst gestattet wurde.

bisher allen spezielleren Gliederungsversuchen widerstanden hatten, in 5 größere Zonen einzuteilen, die ich hier anführen darf. Da die Gliederung vom Hangenden, dem Massenkalke, aus vorgenommen werden mußte, sind auch die Schichten dem gewöhnlichen Gebrauche entgegen vom Hangenden zum Liegenden nummeriert. Die Gesamtmächtigkeit der durch das Lennetal aufgeschlossenen Schichten ist auf mindestens 1500—2000 m zu schätzen. Die Lenneschiefer lassen sich folgendermaßen gliedern:

1. Honseler Schichten, den Massenkalk unterlagernd, lassen sich in 4 Unterabteilungen einteilen:
   a) Die obere kalkige Abteilung enthält mehrere Einlagerungen von Kalk und besteht aus in der oberen Hälfte größtenteils kalkhaltigen Grauwackenschiefern.
   b) Darunter folgt die Zone der Grauwackensandsteine, oben mit mehreren festen Grauwackensandsteinbänken, unten in eine Wechsellagerung von Grauwackensandsteinen mit rauhen Grauwackenschiefern sich auflösend.
   c) Die nächste Zone ist die der roten und grünen Schiefer; zwei Horizonte roter und grüner Ton- und Grauwackenschiefer, die von einander durch graue Schiefer getrennt werden.
   d) Endlich Zone der rauhen Tonschiefer mit einzelnen Grauwackensandsteinbänken.
2. Die Brandenberg-Schichten, zu oberst mit einer etwa 40 m mächtigen Grauwackensandsteinzone beginnend, lösen sich nach unten in eine Wechsellagerung von Bankfolgen dickbankiger Grauwackensandsteine von einer Mächtigkeit bis zu 60 m und Paketen roter Grauwackenschiefer auf. Die Zahl der Grauwackensandsteineinlagerungen beträgt etwa 20, die Gesamtmächtigkeit dieses Horizontes ist auf mindestens 400 m zu schätzen.
3. Die Mühlenberg-Schichten bestehen wie die vorhergehenden Schichten aus wechsellagernden Grauwackensandstein- und Grauwackenschieferpaketen, jedoch mit dem Unterschiede, daß die letzteren eine graugrüne Farbe besitzen. Eine mittlere Zone dieser Schichten enthält kalkhaltige Grauwackenschiefer, in denen sich nicht selten Petrefacten fanden: *Spirifer auriculatus, Sp., subcuspidatus* und *Sp. paradoxus*; letzterer spreche dafür, daß die Unterdevongrenze schon überschritten sei.
4. Die Hobräker Schichten bestehen vorwiegend aus Grauwackenschiefern von rauhem, grauen, flasrigen, viel-

fach flammigen Aussehen und enthalten zuweilen Bänke unreinen Karbonats. Sehr selten sind Grauwackensandsteinbänke, dagegen ist das Auftreten von roten Schiefern in verschiedener Höhe, namentlich aber an der Grenze gegen die Mühlenberg-Schichten charakteristisch für diesen Horizont. Verdrückte Rensselaerien und andere Fossilien sind nicht selten.

5. Das älteste Glied der Schichtenfolge sind die Hohenhof-Schichten, die sich aus roten und grünen Tonschiefern, zuweilen mit Beteiligung quarzitischer, grünlicher Grauwackensandsteine, zusammensetzen.

So weit die Gliederung des Lenneschiefers nach Denckmann. Die von mir im folgenden beschriebenen und kartierten Schichten gehören zu den Honseler Schichten Denckmanns, und zwar entsprechen sie den drei obersten Zonen a, b und c, während die Zone d mit dem tieferen Lenneschiefer auf der Karte zusammengefaßt ist. In der oberen kalkigen Abteilung 1a habe ich nach der Kalkführung eine weitere Gliederung gegeben, während ich die Zonen b und c in gleicher Fassung wie Denckmann übernommen und ihnen nur der kürzeren Bezeichnung wegen Namen gegeben habe. Ferneren Untersuchungen muß es freilich vorbehalten bleiben festzustellen, ob sich die hier unterschiedenen Horizonte im Streichen weit verfolgen lassen werden. Über Blatt Hohenlimburg hin ist das wohl sicher; ob aber auch weit nach Osten hin, scheint mir nicht so sicher zu sein. Demnach hat die hier gegebene Gliederung vorerst nur ein lokales Interesse, und man könnte deshalb gegen die Benennung der Schichten Einspruch erheben. Aber bei der allgemein anerkannten Schwierigkeit einer Gliederung des Lenneschiefers war ein Fortschritt in der Lösung dieser Aufgabe nur durch eine bis ins Kleinste gehende Untersuchung eines zunächst räumlich beschränkten Gebietes zu erwarten. Das ist in vorliegender Arbeit geschehen. Auch im Interesse einer genauen und möglichst kurzen Angabe des Horizontes der gefundenen Versteinerungen hielt ich es für angezeigt, den Schichten Namen zu geben.

Nach den älteren Gliederungen gehören diese Schichten zweifellos in das Niveau der Actinocystiskalke E. Schulz', und für die Gesamtheit der Kalkhorizonte behalte ich diesen Namen bei, wenn er auch für dieses Gebiet nicht bezeichnend ist, da sich nur in den obersten Schiefern Actinocysten häufiger gefunden haben; aus den eigentlichen Actinocystiskalken dagegen liegt nur eine *Actinocystis* vor.

Die von mir auf der Karte unterschiedenen Glieder, die ich im folgenden Abschnitte der Arbeit näher beschreiben werde, sind die folgenden:

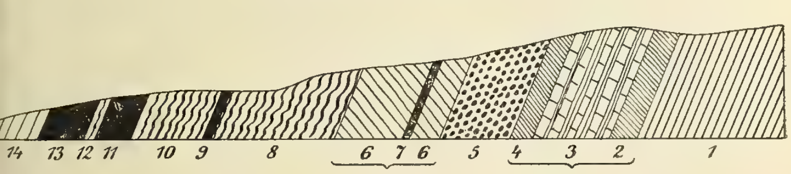
Massenkalk
10. Gipfelschiefer
9. Grüne-Kalk
8. Zwischenschiefer III
7. Grenzkalk
6. Zwischenschiefer II
5. Cupressocrinuskalk
4. Zwischenschiefer I
3. Trochitenschiefer
2. Selberger Grauwacke
1. Selberger Rotschiefer
Tieferer Lenneschiefer.

Geognostische Beschreibung.

Zur besseren Übersicht über die einzelnen Horizonte habe ich durch das Lange Stück bei Unter Grüne ein Profil konstruiert. Dieser Berg war dazu besonders geeignet, erstens weil hier die Schichtenfolge am vollständigsten entwickelt ist, zweitens weil die Schichten gerade dieses Höhenrückens am besten aufgeschlossen sind, sodaß die Richtigkeit des Profils sicher gestellt ist.

Fig. 1. Profil durch das Lange Stück bei Unter Grüne.
Maßstab 1 : 10000.

V.



1. Tieferer Lenneschiefer.
2. Liegendzug } der Selberger-Rotschiefer.
3. Grünes u. graues Mittel } der Selberger-Rotschiefer.
4. Hangendzug } der Selberger-Rotschiefer.
5. Selberger-Grauwacke.
6. Schiefer. } der Trochitenschiefer.
7. Kalk } der Trochitenschiefer.
6. Schiefer } der Trochitenschiefer.
8. Zwischenschiefer I.
9. Cupressocrinuskalk.
10. Zwischenschiefer II.
11. Grenzkalk.
12. Zwischenschiefer III.
13. Grüne-Kalk.
14. Gipfelschiefer.
15. Massenkalk.

Das Auskeilen einzelner Kalkhorizonte, welches sich aus der beigefügten geologischen Karte (Taf. XX) ergibt, macht die Gliederung noch etwas komplizierter. Es hat zur Folge, daß das oberste Schichtenglied einen sehr verschiedenen Umfang hat, je nachdem die beiden obersten Kalke entwickelt sind oder nicht. Die folgende Tabelle wird das veranschaulichen:

	Honsel, West	Honsel, Ost	Langes Stück	Saat	Ober Grüne
Oberes Mitteldevon	Massenkalk	Massenkalk	Massenkalk	Massenkalk	Massenkalk
	Gipfelschiefer / Grüne Kalk	Gipfelschiefer	Gipfelschiefer	Gipfelschiefer	Gipfelschiefer
		Grüne-Kalk	Grüne-Kalk		
	Zwischenschiefer III	Zwischenschiefer III	Zwischenschiefer III		
	Grenzkalk	Grenzkalk	Grenzkalk		Grenzkalk
Unteres Mitteldevon	Zwischenschiefer II	Zwischenschiefer II	Zwischenschiefer II		Zwischenschiefer II
	Cupressocrinuskalk	Cupressocrinuskalk	Cupressocrinuskalk	Cupressocrinuskalk	Cupressocrinuskalk
	Zwischenschiefer I	Zwisckenschiefer I	Zwischenschieter I	Zwischenschiefer I	Zwischenschiefer I
	Trochitenschiefer	Trochitenschiefer	Trochiten-	Trochitenschiefer	Trochiten-
			Kalk der		Kalk der
			schiefer		schiefer
	Selberger - Grauwacke	Selberger - Grauwacke	Selberger - Grauwacke	Selberger-Grauwacke	Selberger-Grauwacke
	Selberger - Rotschiefer	Selberger - Rotschiefer	Selberger-Rotschiefer	Selberger-Rotschiefer	Selberger-Rotschiefer
	Tieferer Lenneschiefer	Tieferer Lenneschiefer	Tieferer Lenneschiefer	Tieferer Lenneschiefer	Tieferer Lenneschiefer

Die Selberger Rotschiefer.

Das liegendste Glied der Schichtenfolge wird durch die Selberger Rotschiefer gebildet. Ich habe den Namen nach dem Selberg bei Saat, südlich von Unter Grüne, gewählt, weil an dessen Fuße durch die von Untergrüne nach Lössel führende Landstraße das beste mir bekannt gewordene Profil durch diese Schichten aufgeschlossen ist. Dieser vorzügliche Leithorizont, der sofort an der intensiv roten bis violetten Farbe seiner Gesteine erkannt wird, ließ sich über die Blätter Hohenlimburg und Iserlohn verfolgen, und es ist höchst wahrscheinlich, daß er sich auch noch weiter, nach Westen namentlich, verfolgen lassen wird. Jedenfalls ist daran nicht zu zweifeln, was Denckmann in obigem Berichte besonders hervorhebt, daß die rote Farbe dieses wie auch der tieferen Horizonte roter Schiefer (Brandenberg-, Hobräker- und Hohenhof-Schichten) primär und an einen bestimmten Horizont gebunden ist, was Loretz, wie bereits erwähnt, bestritten hat; andernfalls wäre die auffallende Niveaubeständigkeit aller rotgefärbten Schichten nicht gut zu erklären.

Diese 130—190 m mächtige Schichtenfolge setzt sich aus verschiedenen Gesteinen zusammen, unter denen jedoch Grauwackenschiefer entschieden vorherrschen. Wie schon Denckmann angibt, ist das Auftreten rotgefärbter Gesteine innerhalb dieses Schichtenverbandes auf zwei getrennte Horizonte beschränkt. Aber auch der Hangend- und Liegendzug der Rotschiefer setzt sich nicht ausschließlich aus rotgefärbten Gesteinen zusammen, sondern beide bestehen aus einer Wechsellagerung von grauen bis grünen und roten Gesteinen. Die Zahl der roten Schieferlagen ist in beiden Horizonten eine wechselnde; während z. B. am Selberge im Hangendzuge sich nur zwei Rotschieferlagen finden, treten auf dem Honsel drei auf, im Liegendzuge sind dagegen meist nicht so viele rote Lagen vorhanden als am Selberge.

Am Selberge beobachtet man folgendes Profil:

Hangendes: Selberger Grauwacke mit kalkigen Grauwackenschiefern, den Aviculabänken.

15.	Rote Schiefer	2 m
14.	Dicke Grauwackenbänke mit Schieferzwischenmitteln	24 m
13.	Rote Schiefer mit roter Grauwackenbank	2,5 m
12.	Grüne Schiefer mit Grauwackenbänken und dünnplattigen Grauwackensandsteinbänken	58 m
11.	Dünnplattige Grauwackensandsteinbänke und Grauwackenbänke mit Schiefern von grüner Farbe	37 m
10.	Grüne, graubraun geflammte Grauwackenschiefer	14 m
9.	Rote Schiefer	2 m

8.	Dünnplatttige Grauwackensandsteinbänke	4 m
7.	Rote Schiefer	4 m
6.	Grüne Schiefer mit Grauwacken	5 m
5.	Rote Schiefer	6 m
4.	Grüne und braune, auch geflammte Grauwackenschiefer	7 m
3.	Rote Schiefer	1 m
2.	Grüne und geflammte Grauwackenschiefer mit Grauwackenbänken	9 m
1.	Rote Schiefer	1,2m

Liegendes: Grauwackenschiefer der tiefsten Zone 1 d der Honseler Schichten.

Die Mächtigkeit der Selberger Rotschiefer beträgt hier demnach etwa 175 m, wovon auf den Hangendzug der Rotschiefer 27 m, auf das grüne und graue Mittel 109 m und auf dem Liegendzug der Rotschiefer 39 m entfallen.

Der petrographische Habitus der roten Schiefer bleibt sich nicht immer gleich. Während an den meisten Stellen rotgefärbte Grauwackenschiefer anstehen, stellt sich häufig ein größerer Glimmerreichtum ein, und das Gestein wird gleichzeitig dann meist milder; in diesem Falle wird man es dann besser als Tonschiefer bezeichnen, wie z. B. im Pillingserbachtale in einigen Lagen. Anderseits läßt sich ein Übergang in Grauwacken beobachten, auf Blatt Hohenlimburg allerdings selten, wo ich nur im Selberg-Profile die rote Grauwackenbank in No. 13 kenne. Auf Blatt Iserlohn wird das bald anders; schon südlich von Iserlohn, im Lägertale, finden sich die Rotschiefer durch rote Grauwacken vertreten, die hier ebenfalls gebrochen werden. Im Osten des Blattes Iserlohn, bei Deilinghofen, endlich scheinen sich nur noch rote Grauwacken zu finden.

Die Grauwacken der Selberger Rotschiefer sind stets viel dickbankiger als die sehr festen, an Quarzite erinnernden Grauwackensandsteine desselben Horizontes. Die im Selberg-Profile beobachtete Folge von grauen und grünen Grauwackenschiefern und Grauwacken, bezw. Grauwackensandsteinen ändert sich wohl sicher im Fortstreichen, doch vermag ich darüber keine Auskunft zu geben, da, wie gesagt, sonst kaum deutliche Profile zu beobachten sind.

Im allgemeinen kann man die Selberger Rotschiefer als fossilleer bezeichnen, jedenfalls ist es mir nicht gelungen, bestimmbare Versteinerungen zu finden. In den rotgefärbten Schichten selbst ist mir nur eine Stelle bekannt geworden, wo sehr undeutliche, unbestimmbare Reste vorkommen, nämlich am östlichsten der nördlich von Nastern (auf dem Honsel) gelegenen

Gehöfte. Eine andere Stelle, die sehr wahrscheinlich noch bestimmbare Versteinerungen liefern wird, findet sich in No. 12 des Selberg-Profils, wo eine Grauwackenschieferlage garnicht selten Versteinerungen enthält, doch fand ich bisher noch nichts Bestimmbares.

Im Anschlusse an diese beiden Fundpunkte möchte ich noch auf eine ziemlich reiche Fundstelle aufmerksam machen, die unter den Selberger-Rotschiefern liegt und noch zur Zone 1d. DENCKMANNS gehört. Diese Stelle liegt gegenüber Stenglingsen auf dem rechten Lenneufer. Einige Bänke der Grauwacke verraten hier durch ihr poröses Aussehen ihren früheren Karbonatgehalt und damit zugleich ihre Fossilführung. Leider ist die Stelle sehr ungünstig für die Ausbeutung. Von diesem Fundpunkte besitze ich eine *Dechenella*, *Atrypa aspera*, *Athyris concentrica* und eine sehr große neue *Myalina*, die jedoch recht mangelhaft erhalten ist. Die Fauna ist aber sehr viel reicher, doch hat ihr Erhaltungszustand durch die starke Verwitterung sehr gelitten.

In der Literatur über das Lenneschiefergebiet werden zwar mehrfach rote Schiefer erwähnt[1]), aber in ihrer stratigraphischen Stellung genau bekannt sind wohl nur wenige, abgesehen natürlich von den sicher bekannten Horizonten roter Schiefer, die in der (S. 505 u. 506) wiedergegebenen Gliederung DENCKMANNS vorkommen. WALDSCHMIDT erwähnt gar nichts von roten Schiefern bei Elberfeld; doch werden diese Schichten auch dort vermutlich noch zu finden sein.

Die Selberger Grauwacke.

Leitfossil: *Cypricardella Pandora* n. sp.

Über den Selberger Rotschiefern liegt eine etwa 100 m mächtige Schichtenfolge vorwiegend dicker Grauwackenbänke mit untergeordneten Grauwackenschiefern. Die oberen Grauwacken werden ihrer Festigkeit wegen in mehreren Steinbrüchen für Straßenbauten gewonnen, im Gebiete der Karte z. B. am Fuße des Selberges, nach dem auch diese Schichten benannt sind. In frischem Zustande ist das Gestein meist hellgraublau, in verwittertem bräunlich.

An der Basis dieser Grauwacken, dicht über den Selberger Rotschiefern, treten mehrere Bänke an Karbonat besonders reicher Grauwackenschiefer auf, die infolge der Karbonatführung sehr leicht verwittern und dann die „faulen Schichten“ bilden, Bänke

---

[1]) z. B. WINTERFELD a. a. O. 1898, S. 38. — SPRIESTERSBACH a. a. O.

sehr porösen Gesteins, dessen intensiv rotbraune Färbung von dem in den Hohlräumen allenthalben verteilten, pulvrigen, leicht zerreiblichen Verwitterungsprodukte herrührt. Diese „faulen Schichten" sind außerdem noch dadurch ausgezeichnet, daß sie sehr reich an Versteinerungen, namentlich Lamellibranchiaten, sind, die aus dem zersetzten Gestein leicht als Steinkern und Abdruck zu gewinnen sind. Da in ihnen zahlreiche Exemplare von *Avicula reticulata* und *A. fenestrata* vorkommen, so erschien mir der Name: Aviculabänke am bezeichnendsten für diese „faulen Schichten"; auch *Aviculopecten radiatus* und das Leitfossil *Cypricardella Pandora* fehlen wohl nirgends und sind meistens recht häufig. Die aus den Selberger Grauwacken angegebenen Fossilien entstammen fast alle diesen Aviculabänken, denn in den hangenden Grauwacken sind Versteinerungen sehr selten und zudem meist unbestimmbar.

Die Aviculabänke scheinen übrigens einen durchgehenden Horizont zu bilden. Ich kenne sie vom Selberg, aus dem Lägertale, südlich von Iserlohn, wo die Fauna am vollständigsten und am schönsten erhalten ist, von Westig, von Sundwig und von Deilinghofen, wo die Schichten ebenfalls unmittelbar über den Selberger-Rotschiefern liegen, aber statt der Lamellibranchiaten eine Brachiopodenfauna führen, namentlich *Streptorhynchus umbraculum*, daneben auch Exemplare von Aviculiden. Hervorzuheben ist noch, daß ich südlich von Sundwig in einer Kalkbank unmittelbar über den Selberger-Rotschiefern, also in einer Kalkbank der Aviculabänke, ein allerdings sehr dürftiges Fossil gefunden habe, das aber kaum anders als ein *Stringocephalus Burtini* gedeutet werden kann.

Die Fauna dieser Grauwacken, sowie aller darüber liegenden Grauwacken und Grauwackenschiefer beansprucht ein besonderes Interesse, denn sie setzt die Fazies des rheinischen Unterdevons mit seiner reichen Zweischalerfauna bis ins obere Mitteldevon fort, worauf schon BEUSHAUSEN[1]) aufmerksam gemacht hat. Je eifriger in diesen Schichten gesammelt werden wird, um so mehr wird es sich herausstellen, daß einige Lücken in der Entwicklungsreihe der devonischen Lamellibranchiaten, die nach den Untersuchungen BEUSHAUSENS im Mitteldevon zu bestehen scheinen, nur scheinbare sind, vorgetäuscht durch die Vernachlässigung der Lenneschieferfaunen.

Interessant ist auch die Tatsache, daß die Fauna aller dieser Grauwacken und Grauwackenschiefer sehr einförmig, ja fast die gleiche ist, gleichviel, ob man sich im Niveau der Sel-

[1]) Diese Zeitschr. **50**. 1898, Prot. S. 16.

berger Grauwacke oder der Gipfelschiefer befindet. Namentlich die Lamellibranchiaten scheinen hier recht konservativ gewesen zu sein, trotzdem der Gipfelschiefer bereits dem oberen Mitteldevon zugerechnet werden muß. Das liegt wohl daran, daß während dieser ganzen Lenneschieferperiode niemals eine andere Fazies zur Herrschaft gelangte. Nur ganz lokal treten Kalkschichten, die Vorboten der folgenden Massenkalkperiode, auf, die weder sehr mächtig sind noch große Flächenräume einnehmen, so daß die Schieferfauna hier nie vollkommen verdrängt werden konnte.

Die Faunen der einzelnen Kalkniveaus dagegen sind deutlicher von einander unterschieden, und das läßt sich wohl damit erklären, daß es stets Lokalfaunen waren, die von den nächsten Gebieten der Kalkfazies durch weite Flächen der Lenneschieferfazies getrennt waren.

Von Interesse scheinen mir auch die folgenden Beobachtungen über die eigentümlichen Skulpturensteinkerne zu sein, die im Lenneschiefergebiete sehr verbreitet sind. Diese Steinkerne habe ich stets nur in kalkfreien und zugleich sehr feinkörnigen Grauwacken gefunden. Sobald das Gestein einerseits kalkhaltig oder anderseits grobkörniger ist, finden sich, wenigstens in dem hier beschriebenen Gebiete, echte Steinkerne. Am auffallendsten ist das im Lägertale, südlich Iserlohn, wo in einem großen Steinbruche über den Selberger Rotschiefern mehrere Aviculabänke und Schieferlagen der Selberger Grauwacken vorzüglich aufgeschlossen sind. Die kalkhaltigen, stark verwitterten Aviculabänke enthalten echte Steinkerne, während die mit ihnen wechsellagernden, noch fossilreichen Grauwackenschiefer gänzlich frei von Kalk sind und nur Skulpturensteinkerne liefern.

Daraus geht zunächst weiter nichts hervor, als daß die Aviculabänke, die in einiger Entfernung von der Oberfläche wohl noch heute ihren Kalk festhalten, und die kalkfreien Grauwackenschiefer zu verschiedenen Zeiten ihren Kalk verloren haben. Gleich nach der Ablagerung wird auch in diesen jetzt kalkfreien Grauwackenschiefern noch etwas Kalk gewesen sein, sicher jedenfalls der Kalk der Molluskenschalen, die ihre Abdrücke hinterlassen haben.

Da die Aviculabänke stets denselben Horizont einnehmen, darf man annehmen, daß der Grund für die Kalkführung und Kalkfreiheit der einzelnen Lagen in ihrer Entstehungsweise zu suchen sein wird; umsomehr, als das Fehlen des Kalkes mit der Führung von Skulpturensteinkernen zusammentrifft. Der oberste Lenneschiefer dieser Gegend ist ja überhaupt durch die häufige Wechsellagerung von kalkfreien und kalkhaltigen Schichten aus-

gezeichnet; in größerem Maßstabe tritt uns eine solche Wechsellagerung in dem höheren Horizonte der Actinocystiskalke entgegen.

Die Skulpturensteinkerne führenden Schiefer, die also anfangs noch den Kalk der Schalen enthalten haben, müssen diesen Kalk verhältnismäßig bald verloren haben, da meist mehrere kalkhaltige Aviculabänke mit kalkfreien Grauwackenschiefern wechsellagern. Zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Aviculabank muß folglich deren Liegendes, die Skulpturensteinkerne führende Grauwackenschieferlage schon entkalkt gewesen sein.

Die Entstehung der Skulpturensteinkerne denke ich mir nun so: bald (geologisch gedacht) nach der Ablagerung des noch Kalkschalen umschließenden Grauwackenschiefers wurde aus der frischen Ablagerung der Kalk wieder ausgelaugt. Die Schalen hatten aber schon den Abdruck ihrer Innen- und Außenseite in dem sich verfestigenden Sedimente hinterlassen, und der durch die Auflösung der Kalkschalen entstehende Hohlraum konnte durch das Nachsinken des noch etwas plastischen Gesteins wieder ausgeglichen werden. Dabei entstand auf dem eigentlichen Steinkerne noch ein Abdruck der Skulptur durch die diesen umgebende, nachsinkende Schicht; sodaß nun im günstigsten Falle einerseits Muskeleindrücke nnd Mantellinie, andererseits Skulptur auf demselben Steinkern erhalten bleiben konnten.

Daß auf diesen Steinkernen die Skulptur meist deutlicher ist als die Spur der Muskeleindrücke und des Mantelrandes, läßt sich leicht damit erklären, daß bei den Lamellibranchiaten die innere Perlmutterschicht, die aus leichter löslichem Aragonit besteht, zuerst gelöst wird. Der Abdruck der Innenschale, der eigentliche Steinkern, kann folglich nicht so deutlich sein als der Abdruck der Oberflächenskulptur; denn während der Steinkern, der Form beraubt, durch das nachdrückende Gestein schon verwischt werden kann, wirkt auf den äußeren Abdruck der Versteinerung noch die Form ein. Wird dann auch die Prismenschicht aufgelöst, so kann der Abdruck der Oberfläche dem eigentlichen Steinkern gegenüber die Stelle der Form übernehmen, in die dieser hineingedrückt wird.

Die Trochitenschiefer.

Leitfossilien: *Chonetes crenulata*, *Spirifer subcuspidatus* typus und cf. *var. alata*, zahlreiche Crinoidenstiele.

Das nächste Glied der Schichtenfolge sind die Trochitenschiefer, so benannt nach den überall recht häufigen Stielgliedern von Crinoiden. Das Gestein ist ein meist sehr kalkreicher Grauwackenschiefer, der infolge des Karbonatgehaltes leichter zerstörbar

ist als die Grauwacke im Liegenden und der Grauwackenschiefer im Hangenden, so daß sich dieser Horizont auch schon in der Landschaft meist recht deutlich als Depression bemerkbar macht. Am auffälligsten sind diese Trochitenschieferdepressionen östlich von Saat, nördlich von Emberg und namentlich im Osten und Westen des Honsels. Der Kalkgehalt dieser Grauwackenschiefer kann so stark werden, daß unreine Kalkbänke auftreten wie in Ober-Grüne, oder gar reine Kalke wie an der Schutthalde der Kalkwerke von Unter-Grüne beim Ort Pillingserbach. Diese Kalkhorizonte sind jedoch so wenig mächtig, daß sie bei diesem Maßstabe der Karte nicht im richtigen Verhältnisse darzustellen sind, weshalb sie auf der Karte viel zu mächtig erscheinen. Wichtig ist namentlich das Kalkniveau von Pillingserbach wegen der hier recht häufigen Korallen, die für die Altersbestimmung der Schichten einige Fingerzeige geben. Aber auch die kalkigen Grauwackenschiefer dieses Horizontes sind fast überall sehr reich an Versteinerungen mit erhaltener Schale; doch tut man besser, Steinkerne und Abdrücke im angewitterten Gestein zu sammeln.

Es scheint mir nicht unnütz zu sein, die ergiebigsten Fundstellen hier anzuführen. An dem westlichsten Fundpunkte, der Karte gegenüber der Papierfabrik Letmathe, in dem verlassenen Steinbruche, fand ich u. a. die beiden vollständigen Exemplare des kleinen *Rhenocrinus.* Hier, wie auch an dem später zu besprechenden Fundpunkte Ober-Grüne erhalten frische Bruchflächen des Schiefers infolge der zahllosen Spaltflächen der Kalkspatindividuen der Stielglieder ein porphyrähnliches Aussehen; nur daß es gegenüber der Papierfabrik meist die Stielglieder jener kleinen, bei Ober-Grüne dagegen die einer größeren Crinoidenart sind. Nicht alle Schichten sind jedoch durch einen solchen Crinoidenreichtum ausgezeichnet; es gibt auch Lagen, die fast nur aus *Chonetes-*, andere nur aus *Strophalosia*-Schalen bestehen. In noch anderen Lagen kommt *Spirifer subcuspidatus* und *Avicula reticulata*, letztere in Riesenexemplaren bis zur Größe einer Handfläche, massenhaft vor; überall finden sich jedoch auch Stielglieder reichlich. Fundstellen der letzteren Art liegen auf der Ostseite des Honsels, wo die Fossilien teils auf den Feldern, teils auf den Halden alter Pingen gefunden werden, deren sich mehrere im Gehölz finden. Die nächsten Fundpunkte liegen auf dem anderen Lenneufer, und zwar zunächst auf der Ostseite der Schutthalde der Kalkwerke bei dem Orte Pillingserbach, wo die Kalkbank besonders ergiebig ist, und im Tale auf der anderen Seite des Baches.

Die nächste und bequemste Sammelstelle für Versteinerungen dieses Horizontes liegt bei dem Dorfe Saat auf der linken Seite

des Baches. Hier ist der Weg, der in einer scharfen Biegung auf die Höhe führt, verbreitert worden, und die zu diesem Zwecke losgebrochenen Schieferstücke sind neben den Weg geworfen worden, so daß man sehr bequem die reichhaltige Fauna ausbeuten kann. Dann befindet sich im Dorfe Ober - Grüne auf der rechten Seite des Grüne-Baches ein Aufschluß; hier ist folgendes Profil zu beobachten: Zu unterst Schiefer mit wenigen Fossilien, darüber Kalk mit vielen Spiriferen, aber ohne Korallen und ohne Stielglieder, dann echter Trochitenschiefer mit einer Unmenge von Stielen, die oft 10—15 cm lang sind, hierauf wieder Grauwackenschiefer mit wenigen Versteinerungen. Auffallend ist es, daß ich hier, wie auch namentlich bei Saat, keine Kelche von Crinoiden gefunden habe, trotzdem doch die Stiele oft so lang sind und Arme im Zusammenhange, oft noch mit feinen Pinnulis gar nicht so selten sind. Jedenfalls sind diese Fundpunkte wert, systematisch ausgebeutet zu werden, denn ich möchte glauben, daß sie noch eine ganze Reihe neuer Formen von Pelmatozoen liefern werden.

Die Zwischenschiefer.

Die über den Trochitenschiefern folgenden Schichten bestehen aus Grauwackenschiefern und Kalken in mehrfacher Wechsellagerung. Die Zonen von Grauwackenschiefern, die die Trochitenschiefer von dem untersten dieser Kalklager sowie die verschiedenen Kalke von einander trennen, bezeichne ich mit dem gemeinschaftlichen Namen Zwischenschiefer und unterscheide sie durch die Nummern I—III: Zwischenschiefer I trennt die Trochitenschiefer von dem Cupressocrinuskalke, Zwischenschiefer II diesen von dem Grenzkalke, Zwischenschiefer III endlich diesen von dem Grüne-Kalk.

Die petrographische und faunistische Einförmigkeit dieser drei Zwischenschieferhorizonte erlaubt eine gemeinsame Besprechung. Das Gestein ist überall ein ziemlich fester, dünnschiefriger, meist ziemlich rauher Grauwackenschiefer, der selten etwas kalkhaltig wird, mitunter aber in echte Grauwacken übergeht. An den Gehängen treten gern die Schichtenköpfe der Zwischenschiefer aus dem Untergrunde hervor, während die durch die Zwischenschiefer getrennten Kalke an den Gehängen seltner Klippen bilden. Fossilien sind in diesen Schiefern überall selten, am häufigsten sind noch Abdrücke von Crinoidenstielgliedern, die sich allenthalben, wenn auch nicht in großer Häufigkeit, finden.

Im Zwischenschiefer I fand ich neben kleinen Stielgliedern nur einen unbestimmbaren Brachiopodensteinkern. Im Zwischen-

schiefer II kommen häufiger Versteinerungen vor, z. B. auf dem Kammwege des Langen Stücks in Skulptursteinkernerhaltung (*Tiaraconcha* sp.), doch sind sie meist unbestimmbar. Ein anderer Fundpunkt dieses Horizontes liegt östlich vom Pillingserbachtale auf der Höhe des Weges, der von dem Steinbruch im Cupressocrinuskalk nach oben führt; hier sind die Schiefer etwas kalkhaltig.

Der Cupressocrinuskalk.

Leitfossilien: *Cupressocrinus* sp., *Rhynchonella parallelepipeda*, *Cyathophyllum torquatum.*

Über dem Zwischenschiefer I liegt überall im kartierten Gebiete, wahrscheinlich auf beiden Blättern Hohenlimburg und Iserlohn, ein schwarzer, bituminöser Kalk, der mit dem Massenkalk von Letmathe viel Ähnlichkeit hat. Cupressocrinuskalk nenne ich diesen Horizont, weil die Stielglieder eines *Cupressocrinus* ein ausgezeichnetes Leitfossil für diesen Kalk abgeben. Da ich bisher keinen zu den Stielgliedern gehörigen Kelch gefunden habe, könnte es scheinen, als ob diesem Leitfossil nur ein sehr zweifelhafter Wert beizulegen ist. Da aber Stielglieder von *Cupressocrinus* stets nur in diesem Kalke gefunden wurden, niemals in den beiden höheren Kalken und dem tieferen der Trochitenschiefer, und da in diesem Horizonte bei einiger Aufmerksamkeit wohl stets Stielglieder von *Cupressocrinus* zu finden sind, so dürfte obiger Name dennoch berechtigt sein. Ich kenne dieses Fossil von der Ahm auf dem rechten Lenneufer, gegenüber der Papierfabrik auf dem linken Ufer des Flusses, von der Höhe des Langen Stücks, aus dem Steinbruche des Pillingserbachtales und von Ober-Grüne.

Petrographisch bleibt sich dieser Kalkzug überall gleich. Es ist ein schwarzer Kalk, aus dem sich die meist weißen Schalen der Fossilien und die sehr häufigen weißen Kalkspatadern sehr deutlich abheben. Meist ist er sehr reich an Versteinerungen, die jedoch aus dem festen Kalke nicht leicht herausspringen. Am häufigsten sind Tetrakorallen und Tabulaten, stellenweise felsbildend Stromatoporen; recht häufig auch *Rhynchonella parallelepipeda* und *Atrypa aspera*, nicht selten *Spirifer undiferus* und *Stringocephalus Burtini.* Unter den Stromatoporen ist das sonst als selten geltende *Hermatostroma Schlüteri* ziemlich häufig, das z. B. im Steinbruch des Pillingserbachtales einen mächtigen Rasen von über 2 m Mächtigkeit bildet. Im Cupressocrinuskalke gibt es Stellen, die fast ausschließlich von Schalen des *Stringocephalus Burtini* gebildet werden; dann ändert sich auch der petrographische Charakter des Gesteins, aus dem schwarzen Kalk

wird eine hellfarbige Schalenbreccie, das Gestein ist hochkrystallin, sehr bröcklig im angewitterten Zustande, dagegen sehr fest im frischen. An angewitterten Flächen bietet sich ein sonderbarer Anblick dar: in dem durch die Verwitterung völlig gebleichten Gestein treten die grau werdenden Schalendurchschnitte deutlich hervor, so daß die unregelmäßigen Durchschnitte den Eindruck hervorrufen, als ob das Gestein von dendroiden Tabulaten oder Stromatoporen ganz durchsetzt wäre. Solche Stringocephaluskalke kenne ich nur auf dem linken Lenneufer gegenüber der Papierfabrik und besonders schön im Steinbruch des Pillingserbachtales. Diese ganz lokalen Stringocephalusanhäufungen treten unvermittelt auf und sind anscheinend nicht sehr mächtig.

Die Mächtigkeit dieses Kalkzuges ist sehr wechselnd, auch stellen sich mitunter schiefrige Lagen in ihm ein, so z. B. nordöstlich von Roden, wo der Kalk besonders breit ist. Auf dem Langen Stück ist er sehr wenig mächtig und seine Mächtigkeit auf der Karte noch übertrieben.

Von Fundpunkten für Versteinerungen dieses Horizontes sind zu nennen: linkes Lenneufer gegenüber der Papierfabrik, am östlichen Honsel, auf dem Langen Stück eine Klippe, dann vor allem der größere, verlassene Steinbruch im Tal des Pillingserbaches und endlich die Klippe im Dorfe Ober-Grüne.

Besonders hervorgehoben muß hier noch werden, daß dieser Kalkhorizont das tiefste Niveau darstellt, in dem *Amphipora ramosa* bei Letmathe vorkommt; das ist um so bemerkenswerter, als diese Stromatopore häufig als ein Leitfossil des oberen Stringocephalenkalkes angegeben wird, der Cupressocrinuskalk aber nach meinen Untersuchungen sicher schon dem unteren Mitteldevon zugerechnet werden muß. Gegenüber der Papierfabrik werden ganze Kalkbänke fast allein von *Amphipora ramosa* gebildet, die aber hier sonderbarer Weise fast durchweg sehr kleine Exemplare geliefert hat, solche von normaler Größe gehören zu den Seltenheiten.

Das ist recht auffallend. Da nun dies das älteste bisher bekannte Auftreten dieser Art ist, so könnte man die so geringe Größe vielleicht damit erklären, daß häufig neue Formen bei ihrem ersten Auftreten nur kleinere Exemplare liefern.

Der Grenzkalk.

Leitfossilien: *Cyathophyllum quadrigeminum*, *Rhipidocrinus perloricatus*, *Rhynchonella pentagona*, *Rhynchonella subcordiformis*, *(Spirifer asinus)*, *(Dihelice Dathei)*, *(Loxonema* cf. *Sandbergeri.*[1]).

[1]) Die eingeklammerten Leitfossilien konnten bisher nur an einem Fundpunkt nachgewiesen werden.

Von dem Cupressocrinuskalk durch den Zwischenschiefer II getrennt, tritt ein anderer Kalkhorizont auf, der im Gebiete der Karte nicht überall entwickelt ist. Diesen Kalk nenne ich Grenzkalk, weil er nach seiner Lagerung und seinem Fossilinhalt als das tiefste Glied des oberen Mitteldevons angesprochen werden muß. Interessant ist es nun, daß dieser Grenzhorizont, ebenso wie in der Eifel, allerdings hier nur ganz lokal, als ein echter Trochitenkalk entwickelt ist; nur ist die Crinoidenfauna sehr arm, denn außer *Rhipidocrinus* in einer neuen Art habe ich mit Sicherheit keine anderen Genera nachweisen können. Besonders hervorheben muß ich aber hier, daß mich die Gleichheit der Fazies durchaus nicht veranlaßt hat, den Grenzkalk als ein Äquivalent der Eifler Crinoidenschicht aufzufassen. Ich möchte überhaupt die Bezeichnung: Äquivalent der Crinoidenschicht vermeiden und lieber sagen: der Grenzkalk ist das tiefste Glied des oberen Mitteldevons bei Letmathe.

Am schönsten entwickelt ist dieser Trochitenkalk südlich von der Schutthalde der Zinkhütte von Letmathe auf dem Honsel, wo sich etwas reichlicherer Tongehalt im Kalke bemerkbar macht.

Außer dem einzigen Kelche von *Rhipidocrinus perloricatus* n. sp. besitze ich von dieser Stelle eine ganze Anzahl von Korallen, namentlich Tabulaten, eine neue, recht sonderbare Gastropodenart, die *Amphipora* und die überall häufigen Brachiopoden. Diese Fazies des Grenzkalkes kenne ich dann nur noch von der nördlichsten der Klippen dieses Horizontes im Pillingserbachtale; hier steht ein sehr fester Trochitenkalk an mit langen, meist rötlich gefärbten Rhipidocrinusstielen, in dem auch Korallen vorkommen.

Außer dieser Crinoidenfazies ist in diesem Horizonte, und das ist die gewöhnlichste Art des Auftretens, eine Korallen-Brachiopodenfazies zu beobachten. Auch in dieser Fazies stellen sich gern tonige Beimengungen ein, die sogar dazu führen können, daß eine Wechsellagerung von tonigen Kalken mit kalkigen Schiefern stattfindet; die große Mächtigkeit dieses Kalkzuges am Bahnprofil zwischen Genna und Stenglingsen ist darauf zurückzuführen, daß hier eine solche Wechsellagerung die kalkführende Zone ungewöhnlich verbreitert hat. Überall in dieser Fazies kommt das *Cyathophyllum quadrigeminum* vor, das ich gegenüber der Papierfabrik, am Dynamitmagazin Unter Grüne und im Pillingserbachtale gefunden habe.

Nach den Literaturangaben scheint mein Grenzkalk mit den Quadrigeminumschichten von Delstern parallelisiert werden zu müssen, doch ist der Name Quadrigeminumschichten von Delstern besser zu meiden, da diese Schichten höchstwahrscheinlich tiefer

liegen als die Quadrigeminumschichten G. Meyers von Paffrath.

Folgende Versteinerungspfundpunkte verdienen besonders hervorgehoben zu werden: Gegenüber der Papierfabrik, auf der Mitte des Honsels, dann südlich der Schutthalde der Zinkhütte, am Dynamitmagazin Unter Grüne, der bequemste Fundpunkt, da hier die tadellos herausgewitterten Versteinerungen in dem Verwitterungslehm massenhaft herumliegen, und endlich auf dem Felde östlich vom Pillingserbachtale. An dem zuletzt genannten Fundpunkte kann man in einem bröckligen, wie gebrannt erscheinenden weißen bis gelblichen Kalke, den man häufig auf dem Felde findet, eine sehr reiche Brachiopodenfauna, die reichste des ganzen Gebiets, sammeln, mehrere glatte Spiriferen, *Pentamerus galeatus* ohne Sattelfalten, *Stringocephalus,* der übrigens auch am Dynamitmagazin vorkommt, *Cyrtina,* Rhynchonelliden und *Bronteus granulatus.* In dem schwarzen, bituminösen Kalke desselben Fundpunktes kommen Korallen vor. Endlich ist noch des Kalkvorkommens von Ober Grüne zu gedenken, wo an der Straße, auf der rechten Seite des Baches, nördlich der Einmündung der nach Iserlohn führenden Landstraße ein sehr unreiner Kalk ansteht, in dem massenhaft *Pentamerus galeatus* mit Sattelfalten und *Atrypa aspera* vorkommt. Außer diesen nichtssagenden Versteinerungen kommt hier nichts Charakteristisches vor.

Sehr auffallend ist in diesem Horizonte der überaus rasche Wechsel im petrographischen Habitus des Gesteins, also der schnelle Fazieswechsel. Im Westen des Honsels treten in diesem Niveau dunkle, unreine, sehr bituminöse Korallenkalke auf, die auch Brachiopoden und Gastropoden enthalten. Diese Fazies hält bis auf die Höhe des Honsels an, wo jedoch die Kalke immer reiner werden und mehr den Eindruck echter Korallenkalke machen, in denen andere Fossilien seltener werden. An der Schutthalde der Zinkhütte eine ganz andere Fazies; der bituminöse Korallenkalk ist verschwunden und es treten unreine Trochitenkalke auf, in denen Korallen seltener sind, dagegen Gastropoden häufig. Kaum 300 m weiter östlich, am Bahnprofil, ist die Crinoidenfazies wieder vollkommen verschwunden, und der Trochitenkalk hat sich in eine Wechsellagerung von unreinen Korallenkalken mit kalkigen Schiefern zersplittert. Auf dem anderen Lenneufer ist in diesem Horizont zwar noch ein unreiner Kalk entwickelt, der aber neben den noch häufigen Korallen sehr viele Brachiopoden enthält. 400 m weiter östlich, im Tal des Pillingserbaches, kündigt dieser Kalkzug bereits sein Auskeilen dadurch an, daß er sich in drei, durch richtige Schiefer getrennte Kalklager spaltet, von denen jedes wieder einer anderen Fazies angehört. Das unterste Lager ist ein Brachiopodenkalk wech-

selnden Aussehens, das mittlere ein Korallenkalk und das oberste stellenweise ein echter Trochitenkalk. Die beiden oberen Kalklager verschwinden zuerst, während das unterste, mächtigste, noch jenseits der Verwerfung nachweisbar ist; dann aber verschwindet auch dieses. Es treten nun Grauwackenschiefer an die Stelle des Grenzkalkes, die keine Unterscheidung dieses Horizontes von dem der Gipfelschiefer erlauben, sodaß östlich des Pillingserbaches nicht genau anzugeben ist, wo die Grenze des unteren Mitteldevons gegen das obere verläuft. Erst auf der östlichen Talseite des Grüne-Baches treten wieder unreine Kalke in diesem Niveau auf, deren arme Fauna durch den Individuenreichtum der beiden gefundenen Arten ausgezeichnet ist.

Der Grüne-Kalk.

Den obersten Kalkhorizont nenne ich Grüne-Kalk nach dem fossilreichsten Aufschluß südlich von dem Orte Unter Grüne, auf der Höhe der östlichen Talseite des Pillingserbachtales. Leitfossilien lassen sich für diesen in seinem Vorkommen sehr beschränkten und dazu noch meist fossilarmen Kalke kaum angeben. Dieser Kalkzug, der östlich des erwähnten Fundpunktes auskeilt, setzt über das Lennetal hinüber und ist auf dem Honsel bis nach Helmke etwa zu verfolgen, wo ich ihn an der Verwerfung abschneiden lasse. An der Westseite des Honsels tritt er dann wieder auf; doch ist sein Vorhandensein hier etwas problematisch, da die Zwischenschiefer sehr kalkhaltig sind, und es daher sehr schwer ist, nicht nur dieses Kalklager, sondern auch die tieferen von den Zwischenschiefern zu trennen. Auf dem Langen Stück hängt er mit dem Grenzkalk fast zusammen, denn der trennende Zwischenschiefer III ist hier wahrscheinlich nur wenig über ein oder zwei Meter mächtig, auf der Karte also sehr stark übertrieben.

Der petrographische Charakter ist wechselnd: im Osten des Honsels ist dieser Kalk sehr porös und stark dolomitisch, auf dem rechten Lenneufer ist es ein bituminöser Kalk, auf der Höhe, östlich des Pillingserbachtales, endlich findet sich außerdem noch ein an Brachiopoden reicher, hellgrauer, grobkristalliner, bröckliger Kalk, ähnlich dem aus dem Grenzkalk beschriebenen. Aus dem hellgrauen Gestein stammen fast alle aus diesem Horizonte angegebenen Versteinerungen. Da Stücke des hellgrauen Kalkes an diesem Fundpunkte nicht grade häufig sind, ist auch die von mir gesammelte Fauna des Grüne-Kalkes nur klein. Die Fauna ist aber zweifellos recht mannigfaltig In den dunklen Kalken kommen hauptsächlich Tetrakorallen, Tabulaten und Stromatoporen vor.

Die Gipfelschiefer.

Leitfossilien: *Actinocystis* cf. *annulifera Tentaculites mucronatus* und *T. gracillimus, Spirifer mediotextus, Myalina letmathensis.*

Alle Schiefer, die zwischen dem Massenkalke und dem obersten der vorhandenen Kalkniveaus liegen, möchte ich als Gipfelschiefer bezeichnen, also östlich Helmke die Schiefer zwischen Massenkalk und Grüne-Kalk, westlich dieses Ortes die zwischen jenem und dem Grenzkalk, bei Saat endlich die zwischen jenem und dem Cupressocrinuskalk gelegenen Schichten (siehe die Tabelle auf S. 508). Demnach müssen sie bald geringere, bald größere Mächtigkeit besitzen, je nachdem Grüne-Kalk und Grenzkalk entwickelt sind oder fehlen.

Das Gestein ist meist ein kalkiger Grauwackenschiefer, dessen Kalkgehalt stets am größten ist dort, wo Grüne- und Grenzkalk zur Ausbildung gelangten, während im Osten des Kartengebietes, wo über dem Cupressocrinuskalke nur Schiefer folgen, der Kalkgehalt oft nur sehr gering ist. An seiner oberen Grenze, dort, wo er in den Massenkalk übergeht, werden die Gipfelschiefer zu einem schwarzen Tonschiefer, wie der einzige Aufschluß in den hangendsten Teilen der Gipfelschiefer, der westlichste Kalkbruch von Genna, zeigt. Die Gipfelschiefer ändern also ihren petrographischen Habitus sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Da, wo die Schiefer kalkhaltig sind, haben die Versteinerungen auch noch ihre Schalen.

Die ergiebigsten Fundpunkte liegen bei Unter - Grüne unter der Schwebebahn der Kalkwerke, ein sehr reicher Fundpunkt, der auch Dechenellen, einen *Bronteus*, Spiriferen, *Atrypa, Fenestella, Orthoceras,* Lamellibranchiaten und viele anderen Versteinerungen geliefert hat. Ein fast eben so reiches Fossilienlager stellen die zu Tage tretenden Schichtenköpfe dar, links von dem Wege, der von Helmke nach dem Gute auf dem Honsel führt, gleich hinter den letzten Häusern von Helmke. Eine dritte, fossilreiche Stelle befindet sich bei dem Bahnwärter im Südwesten von Genna, wo namentlich sehr viele Schalenexemplare von *Spirifer mediotextus* gesammelt werden können. Am interessantesten aber ist der Aufschluß im westlichsten Bruch von Genna, wo, wie schon erwähnt, die Grenzschichten gegen den Massenkalk aufgeschlossen sind. In den kalkigen, schwarzen Tonschiefern liegen zahlreiche Korallen, namentlich *Cyathophyllum ceratites* und *C. caespitosum,* letzteres in einigen Lagen gesteinbildend; außerdem Actinocysten, *Octacium rhenanum* und viele Brachiopoden, unter denen besonders glatte Riesenexemplare von *Pentamerus galeatus* auffallen. Auf der Schutthalde dieses

Bruches, durch den übrigens eine Verwerfung hindurchgeht, kann man die Fossilien in prachtvoller Erhaltung und in sehr großer Zahl sammeln.

In dem Kartengebiete war mir nirgends eine weitere Gliederung der Gipfelschiefer möglich, was um so unangenehmer ist, als man dann auch dort, wo Grüne- und Grenzkalk fehlen, nicht anzugeben imstande ist, wo die Grenze des unteren gegen das obere Mitteldevon verläuft. Deshalb habe ich es auch unterlassen, die Grenzlinie zwischen beiden Abteilungen des Mitteldevons in die Karte einzutragen. Es genügt ja zu wissen, daß diese Grenzlinie im Durchschnitt etwa 100 m unter dem Massenkalke verläuft.

Der Massenkalk.

Die Gipfelschiefer werden überall vom Massenkalke überlagert, der in dieser Gegend als ein dichter, sehr bituminöser, daher im frischen Bruche tiefschwarzer Kalk entwickelt ist, so daß sich die meist hellen Schalen der Fossilien sehr deutlich abheben. Frech sagt in der Lethaea palaeozoica vom westfälischen Massenkalke: „Während bei Gladbach und Nimes (Belgien) die Struktur des alten Riffes, die Umrisse und der Bau der Korallen in wunderbarer Weise erhalten ist, erscheint in dem Massenkalke Westfalens (z. B. bei Brilon) die äußere Form der organischen Reste, in dem oberen Dolomit der Eifel auch die Struktur, fast ganz verwischt. Die ursprüngliche Bildungsweise ist jedoch die gleiche.“ In diesen Worten wird zugleich die Riffnatur des Massenkalkes als sicher hingetellt. Auch Holzapfel hat diese Ansicht in seinem „Oberen Mitteldevon“ ohne Begründung ausgesprochen. Ich kann mich einer solchen Auffassung nicht anschließen, denn es sprechen gewichtige Tatsachen gegen diese Riffhypothese, die auch E. Schulz,[1]) aber mit anderen Gründen, bekämpft.

Für die Gegend von Brilon mag es zutreffen, daß dort die äußere Form der organischen Reste verwischt ist. Für die Gegend von Letmathe und für viele andere Massenkalkvorkommen Westfalens stimmt das jedoch durchaus nicht; denn so deutlich wie hier heben sich infolge des Farbenkontrastes selten die Versteinerungen vom einschließenden Gesteine ab. Daß sie im allgemeinen nicht sehr häufig sind und sich auch oft schwer aus dem Gestein isolieren lassen, ändert nichts an dieser Tatsache.

Seinen Namen hat der Massenkalk vermutlich davon er-

---

[1]) Besprechung von E. Holzapfel, Das obere Mitteldevon. Sitz.-Ber. Niederrhein. Ges. Bonn vom 2. 12. 1895.

halten, daß er in großen Massen, d. h. in großer Mächtigkeit auftritt, während wohl fälschlich in der Literatur meist angegeben wird, er heiße Massenkalk wegen seines Auftretens in ungeschichteten Massen.

Nach jener Auffassung also stellen die eigentlichen Massenkalke devonische Korallenriffe dar, während die an Gastropoden, Brachiopoden und Cephalopoden reichen Kalke des Frettertales, die z. B. auch östlich von Iserlohn bei Bilveringsen entwickelt sind, Ablagerungen des ruhigen Meeres im Schutze der Riffe sein sollen.

Gegen diese Auffassung möchte ich nun folgendes einwenden: Wären die Massenkalke wirklich alte Korallenriffe, dann dürften sie nirgends eine deutliche Schichtung besitzen, die doch bei einiger Aufmerksamkeit stets wahrgenommen wird, was auch Loretz (a. a. O. 1896, S. 49) ausdrücklich hervorhebt. Zwar besteht die Hauptmasse der Versteinerungen aus Korallen, Tabulaten, Stromatoporen und dickschaligen Brachiopoden; aber sie sind durchaus nicht überall häufig, denn in sehr vielen Steinbrüchen kann man stundenlang vergeblich nach Fossilien suchen.

Ganz lokal finden sich allerdings Anhäufungen von Korallen und namentlich von Stromatoporen und Tabulaten, so z. B. am „Pater und Nonne“ zwischen Letmathe und Unter-Grüne; das wären dann Spezialriffe im allgemeinen Riff. Aber auch in diesen „Spezialriffen“ ist eine Schichtung stets deutlich, so daß man sie nicht Riffe, sondern höchstens Stromatoporen- und Korallenrasen nennen kann.

Mit Frech[1]) muß man von einem fossilen Riffe verlangen, daß es als eine ungeschichtete Kalk- oder Dolomitmasse innerhalb eines heteropen Sediments auftritt. Auch die meist bedeutende und wechselnde Mächtigkeit des Riffs wird von der des umgebenden Sediments verschieden sein. Da aber das Gleichbleiben oder Wechseln der Mächtigkeit im alten Gebirge infolge der häufigen Störungen schwer zu beurteilen ist, so wird man dem Fehlen oder Vorhandensein der Schichtung den ausschlaggebenden Wert bei der Beurteilung der Rifffrage beilegen müssen; Schichtung aber kommt dem Massenkalke zu.

Es gibt zwar echte Riffbildungen im Palaeozoikum wie z. B. auf Gotland und in Dalekarlien, aber diese sind doch wohl kaum mit der Erscheinungsform des Massenkalkes zu vergleichen.

Wenn man nach ähnlichen Kalkbildungen in den gegenwärtigen Meeren sucht, so darf man vielleicht an einen Vergleich

---

[1]) Über Korallenriffe und ihren Anteil am Aufbau der Erdrinde. Himmel und Erde. 9. S. 97—120.

des Massenkalkes mit dem Pourtalès-Plateau,[1]) südlich und südöstlich von den Floridariffen, deren Unterlage es bildet, denken. Dieses unterseeische Plateau besteht aus den Schalen von Krustaceen, Mollusken, Echinodermen, Tiefseekorallen, Schwämmen und Foraminiferen und erhebt sich aus anscheinend großen Tiefen bis zu einer Tiefe von 170—550 m. Nach der Art seiner Entstehung — es ist emporgewachsen durch die Anhäufung der Schalen der dort sehr reichen Tierwelt — wird man annehmen können, daß das Pourtalès-Plateau, falls es später einmal über den Meeresspiegel gehoben werden sollte, eine deutliche Schichtung zeigen wird, ebenso, wie es jetzt am Massenkalk Westfalens zu beobachten ist.

Die Tektonik.
Taf. XX.

Der von mir kartierte Schichtenkomplex bildet mit seinem Liegenden und Hangenden den Nordflügel des gewaltigen Sattels, mit dem im Norden die palaeozoischen Schichten des Sauerlandes unter der Kreide des nördlichen Westfalens verschwinden. Dieser Sattelflügel ist von ganz hervorragender Bedeutung, da er uns ein überaus vollständiges Profil durch das Palaeozoikum des Sauerlandes liefert; denn an seiner Zusammensetzung beteiligen sich alle Schichtenglieder von den liegendsten Teilen der Lenneschiefer bis zum produktiven Karbon. Dieser Flügel wird um so wertvoller dadurch, daß die Schichten stellenweise fast saiger stehen, so z. B. im Lennetale nördlich von Altena, wodurch das Abschätzen der Mächtigkeiten sehr erleichtert wird. Wichtig ist es auch, daß in diesem gewaltigen Profile Spezialfalten fast vollkommen fehlen, denn diese treten, wie DENCKMANN in dem benutzten Berichte angibt, erst im Karbon auf.

Auch die Schichten meiner Karte, von den Selberger Rotschiefern bis zum Massenkalke, stehen fast auf dem Kopfe, wenigstens in dem von mir kartierten Gebiete. Im Westen sowohl, wo die Schichten bei Delstern z. B. mit kleinem Winkel einfallen, als auch im Osten, wo hinter Iserlohn der Einfallswinkel meist 40^{0} oder oft noch weniger beträgt, lagern die Schichten flacher. In dem kartierten Gebiete fallen die Schichten überall nach NW, und zwar meist steiler als 65^{0} ein; ihr Streichen schwankt zwischen Stunde 4 und 5 und ist nur ausnahmsweise Stunde $3^{1}/_{2}$ und $5^{2}/_{3}$.

---

[1]) LANGENBECK, Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe und ihre Bedeutung für geophysische Fragen. 1890. S. 9.

Dieser einfache Sattelbau ist aber, wie ein Blick auf die Karte lehrt, durch zahlreiche Quer- oder Coulissenverwerfungen gestört. Im Kellerwalde hatte DENCKMANN nachweisen können, daß die Coulissenverwerfungen posttriadischen, vermutlich tertiären Alters sind, so daß man auch für diese Querverwerfungen das gleiche Alter wird annehmen können. Sichere Beweise dafür können freilich meines Wissens hier nicht erbracht werden. Der Grüne-Bach, wie fast alle Bäche und Flüsse hier, deren Lauf senkrecht zum Schichtenstreichen gerichtet ist, verdankt solchen Querverwerfungen seine Richtung.

Auf einer Längserstreckung von etwa 5 km konnte ich nicht weniger als 14 Querverwerfungen nachweisen und kartographisch darstellen.

Drei große Verwerfungen durchsetzen die Stünenburg, westlich von Ober-Grüne, durch die namentlich die Selberger Rotschiefer dieses Berges stark verworfen werden, deren Vorhandensein sich aber auch im Cupressocrinus- und Massenkalk nachweisen läßt. Zwei kleinere Verwerfungen finden sich weiter westlich bei Saat. Hierauf folgen wiederum drei größere Verwerfungen bei Emberg. Am deutlichsten lassen sich diese Verwerfungen am Massenkalke beobachten, wo plötzlich die untere Kalkgrenze durch die erste, östlichste Verwerfung um 130 m etwa und dann durch die zweite um weitere 220 m nach Norden vorgeschoben wird. Dem Vorspringen der unteren Kalkgrenze entspricht das Vordringen der oberen Grenze des Massenkalkes nach Norden am Sonderhorst bei Oestrich. Diese Coulissenverwerfungen aber — und das macht sie uns besonders interessant — sind es auch gleichzeitig, auf denen die schöne Dechenhöhle entstanden ist. Auch in den Selberger - Rotschiefern lassen sich diese Störungen noch feststellen, so daß sie vermutlich noch weit in den tieferen Lenneschiefer fortsetzen werden. Bis zum Tale der Lenne, das einer oder wahrscheinlich mehreren Verwerfungen folgt, habe ich keine größere Verwerfung auffinden können, doch verdankt möglicherweise das Tal des Pillingserbaches einer kleinen Verwerfung seine Entstehung.

Der Honsel wird dann wieder von einer Reihe von Verwerfungen durchsetzt; zwei von diesen verwerfen den östlichen Teil dieses Berges, an denen die beiden schmalen Schollen staffelförmig zum Lennetal abgesunken sind. Zwei weitere Störungen streichen durch die Mitte des Honsels, die zwar nicht viel verwerfen, von denen aber die östlichere wieder besonders hervorgehoben zu werden verdient, weil an ihr der Massenkalk, an dem von Genna nach Helmke führenden Wege, in Dolomit umgewandelt worden ist. Im Westen des Honsels habe ich zwei

Verwerfungen angenommen, doch sind deren wohl noch mehr vorhanden. Daß auch einige streichende Verwerfungen im Gebiete der Karte vorhanden sind, scheint sehr wahrscheinlich. doch ließen sie sich nicht nachweisen.

Die am Ausgehenden gemessenen Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte, die aber der tatsächlichen Mächtigkeit sehr nahe kommen, da die Schichten sehr steil aufgerichtet sind, stelle ich hier zum Vergleiche zusammen.

Massenkalk	500	m
Gipfelschiefer	40—150	„
Grüne-Kalk	40— 80	„
Zwischenschiefer III	2— 40	„
Grenzkalk	30—110	„
Zwischenschiefer II	5—160	„
Cupressocrinuskalk	10— 80	„
Zwischenschiefer I	50—110	„
Trochitenschiefer	60—150	„
Selberger Grauwacke	80—120	„
Selberger Rotschiefer	130—190	„

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge von den Selberger Rotschiefern bis zu den Gipfelschiefern einschließlich beträgt etwa 700 m.

Das Alter der Schichten.

Ausgangspunkt für die Altersbestimmung der fraglichen Schichten unseres Gebietes muß stets der Massenkalk sein, dessen Stellung im oberen Mitteldevon allgemein anerkannt ist.

Meine Auffassung nun, daß der Grenzkalk das unterste Glied des oberen Mitteldevons ist, glaube ich nicht allein durch palaeontologische Funde, sondern auch durch den Betrag der Mächtigkeit begründen zu können.

Die Mächtigkeit des Massenkalkes bei Letmathe beträgt im Durchschnitt mindestens 500 m; doch fällt die obere Grenze des Massenkalkes nicht, wie bisher allgemein angenommen wurde, mit der Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon zusammen, sondern über dem Massenkalke folgen noch 120—150 m mitteldevonische Flinzkalke und 50 m mitteldevonische Tentaculitenschiefer, wie Denckmann[1]) nachgewiesen hat. Man wird wohl kaum fehlgehen, wenn man für die Schichtenfolge von der Basis des Massenkalkes bis zur Oberdevongrenze eine Mächtigkeit von 700 m annimmt. In der Eifel beträgt aber nach Kayser die

[1]) Über die untere Grenze des Oberdevon im Lennetale und im Hönnetale. Diese Zeitschr. 55. 1903, S. 393.

Mächtigkeit der gesamten Stringocephalenbildung im Maximum 375 m, d. h. also etwa halb so viel als im Sauerlande die Mächtigkeit der sicher dem oberen Mitteldevon zuzurechnenden Schichten beträgt. Wenn mir nun auch die Voraussetzung fern liegt, daß das obere Mitteldevon überall in derselben Mächtigkeit auftreten müßte, so scheint mir daraus doch hervorzugehen, daß die untere Grenze des oberen Mitteldevons nicht tief unter der unteren Grenze des Massenkalkes liegen kann. Das ist aber um so eher zu erwarten, als für die Gegend von Meggen nachgewiesen werden konnte,[1]) daß hier eine Vertretung des oberen Mitteldevons durch Lenneschiefer nicht möglich ist, weil DENCKMANN bei Bonzel bei Grevenbrück über dem Lenneschiefer Odershäuser Kalk, der die untere Grenze des oberen Mitteldevons bezeichnet, gefunden hat. Jedenfalls ist es unmöglich anzunehmen, daß nun noch der größere Teil des Lenneschiefers zum oberen Mitteldevon gehört, wodurch eine Gesammtmächtigkeit von vielleicht 1500 m für diesen Schichtenkomplex im Sauerlande in Anrechnung zu bringen sein würde gegenüber den 375 m derselben Abteilung in der Eifel; wenn es auch eine unbestreitbare Tatsache ist, daß man im Sauerlande mit einer sehr ungewöhnlichen Mächtigkeit der devonischen Schichten rechnen muß. Bemerkenswert ist noch, daß, während sich in der Eifel die Mächtigkeit des oberen Mitteldevons zu der des unteren etwa wie 3 : 1 verhält, sich diese Mächtigkeiten im Sauerlande vielleicht wie 1 : 1 verhalten werden.

Wenn man diese Verhältnisse erwägt, wird die Annahme, daß auch die Hauptmasse des Lenneschiefers noch zum oberen Mitteldevon gehöre, von vornherein sehr unwahrscheinlich erscheinen.

Da nun nach meinen Untersuchungen noch etwa 100 m Lenneschiefer dem oberen Mitteldevon zugerechnet werden müssen, kann sich diese Abteilung des Devons wahrlich nicht darüber beklagen, daß sie zu kurz gekommen ist.

Bevor ich in die Erörterung der durch die Fossilien gelieferten Beweise für das Alter der Schichten eintrete, möchte ich mir noch einige kurze Bemerkungen über die Einteilung des Mitteldevons im allgemeinen gestatten. Die von KAYSER[2]) begründete Zweiteilung des Mitteldevons kann wohl jetzt als allgemein angenommen gelten. Namentlich nach den eingehenden

---

[1]) DENCKMANN u. LOTZ, Über einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes. Diese Zeitschr **52**. 1900, S. 564.

[2]) Studien im Gebiete des rheinischen Devon II. Diese Zeitschr. **23**. 1871, S. 299—377.

Untersuchungen FRECHS,[1]) der eine weitere Gliederung des linksrheinischen Devons auf palaeontologischer Grundlage gegeben hat, wird die Einteilung des Mitteldevons in nächster Zeit kaum Änderungen erfahren.

Es scheint jedoch wenig Aussicht vorhanden zu sein, die FRECHschen Unterabteilungen des unteren Mitteldevons, die in erster Linie für die Eifel aufgestellt sind, im Lenneschiefergebiet wiederzufinden, da hier eine ganz andere Fazies entwickelt ist. Vorläufig ist von einer genaueren Parallelisierung der beschriebenen Schichten mit dem linksrheinischen Devon Abstand genommen worden, bis eine Vervollständigung der Fauna vielleicht auch das ermöglichen wird.

Die Verschiedenheit des Devons auf beiden Rheinseiten äußert sich auch darin, daß eine ganze Reihe von Fossilien im Lenneschiefergebiet eine andere Verbreitung besitzt als in der Eifel. In der nun folgenden Besprechung der für die Altersfrage der Schichten wichtigen Versteinerungen werden mehrere Beispiele für die abweichende Verbreitung einiger Lenneschieferformen gegeben werden.

Für die Korallen, mit denen ich beginnen will, hält es schwer, in einem engeren Schichtenverbande morphologische Umbildungen der einzelnen Formen zu beobachten; daher liefern sie im allgemeinen schlechte Leitfossilien. Hätten wir nicht die treffliche Monographie von FRECH,[1]) so müßte man daran verzweifeln, auf Grund der Korallen etwas über das Alter der Schichten zu äußern.

Trotzdem gewähren die Korallen einige recht wichtige Anhaltspunkte für das Alter der Schichten. *Cyathophyllum heterophyllum* M. E. u. H. kommt nach FRECH seit den oberen Calceolaschichten in typischer Ausbildung vor und ersetzt das in den unteren Calceolaschichten häufige *Cyathophyllum torquatum* SCHLÜT., das er daher als *Cyathophyllum heterophyllum* mut. *torquata* bezeichnet. In den oberen Calceolaschichten sollen Mischformen vorkommen. *C. heterophyllum* kommt in ganz typischen Exemplaren im Gipfelschiefer vor, in weniger charakteristischen Stücken im Grenzkalk; *C. torquatum* aber findet sich in ganz unzweifelhaften Exemplaren im Cupressocrinuskalk und den Trochitenschiefern. Danach muß die Grenze zwischen Cupressocrinuskalk und Gipfelschiefer liegen, und zwar könnte der Grenzkalk noch zum unteren Mitteldevon gehören, da aus ihm noch nicht ganz

[1]) Die Cyathophylliden und Zaphrentiden des deutschen Mitteldevon. Palaeontolog. Abhandl. 3. 1886—87. Einleitung — Lethaea palaeozoica. 1887. S. 157 ff.

typische Stücke des *C. heterophyllum* vorliegen. *C. torquatum* scheint also hier etwas höher hinaufzugehen, zumal mir Herr Dr. Torley mitteilt, daß er es in Iserlohn auch noch im Liegenden des Massenkalkes gefunden hat. Nach den vorhandenen Literaturangaben weist *C. torquatum* den Cupressocrinuskalk zweifellos in das untere Mitteldevon.

Mit der Auffassung des Grenzkalkes als untersten Horizont des oberen Mitteldevons würde auch die Verbreitung von *Cyathophyllum ceratites* übereinstimmen, das in unseren Schichten sehr verbreitet und im allgemeinen für die tieferen Schichten des Mitteldevons charakteristisch, wenn auch nicht gerade leitend ist. Frech gibt es zwar noch aus dem mittleren Stringocephalenkalk an, während Kayser[1]) erwähnt, daß es in der Eifel nicht über die Crinoidenschicht hinausgehe. Auch G. Meyer nennt es noch aus den Quadrigeminum- und Uncitesschichten, doch sind dessen Bestimmungen wohl nicht bindend, da vor den 80er Jahren Korallen allgemein nur nach der äußeren Gestalt bestimmt wurden, was nur zu oft irreführt. Im Massenkalke fehlt die Art offenbar, findet sich aber in allen korallenführenden Schichten der beschriebenen Schichtenfolge.

Cyathophyllum quadrigeminum Goldf. im Grenz- und Grüne-Kalk spricht nach den in der Literatur verbreiteten Angaben dafür, daß der Grenzkalk bereits zum oberen Mitteldevon gehört, doch wird es anderseits mehrfach aus dem sog. Spongophyllenkalke angegeben.[2]) Sehr gefährlich ist es, Schichten, in denen *C. quadrigeminum* häufig ist, ohne daß andere Belege für die Gleichaltrigkeit vorhanden sind, in das gleiche Niveau zu stellen, denn bei Delstern liegen diese „Quadrigeminumschichten" im Lenneschiefer, bei Paffrath aber im Kalk, also offenbar höher.

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1895, II. S. 452 (Referat).

[2]) Herr Dr. Denckmann war so freundlich, mir mündlich mitzuteilen, daß sich bei der Ausarbeitung seiner Beobachtungen auf Blatt Hohenlimburg herausgestellt hat, daß die Kalke von Lössel, in denen *Cyath. quadrigeminum* und *Dechenella* vorkommen, tatsächlich nicht unter den Actinocystiskalken liegen, sondern mit diesen gleichaltrig sind. Nach den in der Literatur verbreiteten Angaben und Auffassungen müßten die Kalke von Lössel den Spongophyllenkalken zugezählt werden. Scheinbar in das Liegende der Actinocystiskalke sind sie durch Verwerfungen gerückt, die älter sind als die Querverwerfungen; eine Spezialmulde liegt nicht vor. In der Gegend von Letmathe gibt es demnach keine Spongophyllenschichten, und es ist mir wenigstens zweifelhaft, ob sich nicht auch die Spongophyllenschichten anderer Gegenden bei eingehender Untersuchung als illusorisch herausstellen werden. Dadurch wird meine Auffassung von dem Alter der Schichten wesentlich unterstützt, da hiermit der Annahme des jungen Alters eines Teiles der die Actinocystiskalke unterteufenden Schichten die Stütze entzogen ist.

Spongophyllum büchelense Schlüt. im Gipfelschiefer spricht dafür, daß diese Schichten zum oberen Mitteldevon gehören, da ich es nur aus den Büchcler- oder Uncitesschichten genannt finde.

Andere Korallen scheinen dem zu widersprechen, daß der Grenzkalk das unterste Glied des oberen Mitteldevons ist. *Amplexus* cf. *hercynicus* A. Röm. und *Cyathophylloides rhenanum* Frech sind diesem nur aus dem obersten Stringocephalenschichten bekannt gewesen und kommen hier also viel zu tief vor, denn letzteres z. B. fand sich im Cupressocrinuskalk und Grenzkalk. Auch *Spongophyllum vermiculare* hat hier eine abweichende Verbreitung, denn wenn obige Annahme der Grenze richtig ist, dürfte man nach den Literaturangaben in allen meinen Schichten nur *Sp. vermiculare* mut. *praecursor* erwarten, das von den oberen Calceolaschichten bis in die mittleren Stringocephalenschichten hinhinaufsteigen soll. Hier aber kommt *Sp. praecursor* nur im Trochitenschiefer vor, im Cupressocrinuskalk sind schon Übergangsformen zum echten *Sp. vermiculare* vorhanden, das dann im Grenzkalk allein vorhanden zu sein scheint, wenigstens kenne ich über dem Cupressocrinuskalk keine zu *C. praecursor* zu stellenden Formen mehr. *Actinocystis cylindrica* im Gipfelschiefer deutet dagegen auf unteres Mitteldevon.

Die vielgenannte *Amphipora ramosa* Phill. sp. hat sich im Sauerlande als Leitfossil gar nicht bewährt. Die Ramosabank, nach E. Schulz im obersten Mitteldevon der Hillesheimer Mulde auftretend, findet sich ebenfalls nach E. Schulz bei Paffrath über den Uncitesschichten, also vielleicht im gleichen Niveau, und nimmt nach demselben Gewährsmann im Massenkalke stets etwa die Mitte ein. Doch schon Frech und Loretz geben an, daß sie auch tiefer herab gehe, kannten sie aber noch nicht aus dem unteren Mitteldevon. Hier findet sie sich schon im Cupressocrinuskalk, also im unteren Mitteldevon. Bei Letmathe kommt *Amphipora ramosa* vor: im Massenkalk in verschiedener Höhe, im Grüne-Kalk, im Grenzkalk und im Cupressocrinuskalk. Damit ist die Beweiskraft der *A. ramosa* für ein bestimmtes Niveau wohl endgültig erloschen.

Die Brachiopoden sind im allgemeinen günstiger für die Entscheidung von Altersfragen, obwohl auch zu ihnen eine große Zahl langlebiger Arten gehören. Von den Spiriferen soll *Sp. subcuspidatus* nur bis zum unteren Mitteldevon einschließlich vorkommen, *Sp. mediotextus* dagegen nur im oberen, doch ist die Altersbestimmung der Schichten sehr schwierig auf Grund dieser Formen, da sich beide sehr nahe stehen, und sie, wie Kayser bemerkt, am sichersten unterschieden werden, wenn man das Alter der Schichten bereits kennt. Hier im Lenneschiefergebiet,

wo meistens Steinkerne vorliegen, ist die Entscheidung darüber, welche Art vorliegt, mit voller Sicherheit nicht immer möglich; zur sicheren Bestimmung muß man Abdrücke sammeln. Ich habe gefunden, daß der echte *Sp. subcuspidatus*, der übrigens hier oft recht groß wird, im Trochitenschiefer vorherrscht und wohl nur wenige Formen zum *Sp. mediotextus* zu stellen sind, daß sich aber im Gipfelschiefer ganz vorwiegend *Mediotextus*-Formen finden. Das würde auch für die Lage der Grenze zwischen beiden Schichtengliedern sprechen. Wichtiger ist es, daß im Trochitenschiefer *Sp. subcuspidatus* cf. var. *alata* Kays. vorkommt, der aus oberen Coblenzschichten und der Cultrijugatusschicht angegeben wird. Wie man auch über diese Bestimmung denken mag, das läßt sich, glaube ich, nicht bestreiten, daß diese Form *Sp. subcuspidatus* näher steht und für ein höheres Alter der Schichten spricht.

Spirifer hians v. Buch und sein neuer Verwandter *Sp. asinus* verweisen den Grenzkalk, in dem sie vorkommen, nach den übereinstimmenden Literaturangaben ins obere Mitteldevon; auch *Sp. inflatus* Schnur im gleichen Kalk spricht für ein solches Alter des Grenzkalkes. Ein schlecht erhaltener *Spirifer* des Cupressocrinuskalkes wird vielleicht ebenfalls noch als *Sp. hians* bestimmt werden können, das würde dann allerdings für ein jüngeres Alter dieses Kalkes sprechen. Dem *Sp. undiferus* möchte ich keine unbedingte Beweiskraft für oberes Mitteldevon zuerkennen, da diese sehr langlebige Form im Ural auch schon im unteren Mitteldevon vorkommt.

Einen weiteren Beleg für meine Ansicht liefert *Rhynchonella parallelepipeda* Bronn mit ihren Varietäten. Die ganz typische *Rh. parallelepipeda* kommt im Cupressocrinuskalk nicht selten im Steinbruch des Pillingserbachtales sogar massenhaft vor. In der Eifel geht dieser Typus über die Crinoidenschicht nicht hinaus, auf der rechten Rheinseite nennt sie Kayser noch aus den Roteisensteinen von Brilon; doch handelt es sich offenbar hier um eine Verwechselung mit *Rh. subcordiformis* Schnur, wenigstens kennt Holzapfel im rechtsrheinischen Stringocephalenkalke nur *Rh. subcordiformis*. Mit der Crinoidenschicht treten aber neue Varietäten der Grundform auf: *Rh. subcordiformis* Schnur und *Rh. pentagona* Goldf., von denen die letztere von Kayser geradezu für ein Leitfossil der Crinoidenschicht gehalten wird. Beide Varietäten finden sich im Grenzkalk, und wenn *Rh. parallelepipeda* allein keine Beweiskraft beizulegen war, so muß folgende Beobachtung doch dafür sprechen, daß die Grenze zwischen Cupressocrinuskalk und Grenzkalk verläuft. Im Cupressocrinuskalk fand ich nur die typische *parallelepipeda*, keine einzige

Subcordiformis-Form und nur ein unvollständiges Exemplar, das ich mit der *pentagona* vereinige. Im Grenzkalk aber fand ich *Rh. subcordiformis* reichlich und *Rh. pentagona* in mehreren Exemplaren, während echte *Parallelepipeda*-Formen seltener sind. Am lehrreichsten ist in dieser Hinsicht das Pillingserbachtal; im Steinbruch des Cupressocrinuskalks fand ich nur *Rh. parallelepipeda*, 35 m nördlich von diesem Fundpunkt, also direkt darüber, kommen in dem untersten Kalklager des Grenzkalkes vornehmlich Exemplare von *Rh. subcordiformis* vor. Auch *Rhynchonella procuboides* Kays. kommt im Grenzkalk vor, und Kayser gibt an, daß sie in der Eifel in den oberen Calceolaschichten und besonders in der Crinoidenschicht vorkommt, während E. Schulz und Frech sie auch aus den unteren Calceolaschichten angeben. Im rechtsrheinischen Devon kommt sie nach Holzapfel nur im oberen Mitteldevon vor, demnach scheint sie im Grenzkalke am richtigen Platz zu sein. *Rhynchonella acuminata* Kays. findet sich im Grenzkalk und deutet auf oberes Mitteldevon.

Das Leitfossil der Trochitenschiefer *Chonetes crenulata* F. Röm. wird sonst immer aus dem oberen Mitteldevon angegeben, auch *Stringocephalus Burtini* Defr., der schon im Cupressocrinuskalk massenhaft vorkommt und wahrscheinlich schon in der Selberger Grauwacke vorhanden ist, spricht für ein jüngeres Alter dieser Schichten. Anderseits werden *Retzia prominula* F. Röm. und *Rhynchonella aptycta* Schnur nur aus dem unteren Mitteldevon angegeben, finden sich hier aber im Grenzkalk.

Wir kommen nun zu den Lamellibranchiaten, die uns wenige, aber sehr bedeutsame Winke geben. *Cypricardella Pandora, Grammysia Denckmanni* und *Sphenotus longissimus* sind die jüngsten Vertreter dieser Gattungen, die nach den Untersuchungen Beushausens im Unterdevon auszusterben scheinen. Zwar nennt Beushausen noch eine *Grammysia* aus dem unteren Mitteldevon, aber da sie aus dem Lenneschiefergebiete stammt, ist die Angabe des Alters nicht ganz sicher. *Cypricardella* soll nach Beushausen im Karbon wieder erscheinen, die *C. Pandora* würde demnach die auffallende Lücke in der vertikalen Verbreitung von *Cypricardella* auszufüllen helfen. Jedenfalls wird es gerechtfertigt erscheinen, wenn diese Arten in die Tabelle als Formen eingetragen sind, die auf einen tieferen Horizont verweisen. Auch *Leptodesma transversa*, deren nächste Verwandte im Unterdevon des Harzes vorkommt, deutet auf ein höheres Alter der Schichten.

Auf oberes Mitteldevon deuten nur vier Muscheln, nämlich *Myalina fimbriata* Sandb. und *Aviculopecten Oceani* Goldf. aus den Gipfelschiefern und verweisen daher den Gipfelschiefer ins

obere Mitteldevon; auch die nicht sicher bestimmbare *Cardiola subconcentrica* Beush. würde sich ihnen anschließen. *Megalodus abbreviatus* Schloth. sp. kommt in den Trochitenschiefern in einem „zu“ tiefen Niveau vor. *Modiomorpha westfalica* Beush., *Leptodomus Heinersdorffi* Beush. können nicht als leitend für einen bestimmten Horizont betrachtet werden, da sie bisher nur aus dem Lenneschiefer bekannt geworden sind, ebenso *Aviculopecten radiatus* Goldf., der im Lenneschiefer sein Hauptverbreitungsgebiet hat und auch aus Unterdevon bekannt ist. Auch *Avicula reticulata* Goldf. und *A. fenestrata* Follm. können uns nicht leiten, da sie zwar aus echtem Stringocephalenkalk bekannt sind, im Lenneschiefer aber viel tiefer hinabgehen.

Alle Schnecken, die für oberes Mitteldevon charakteristisch sein sollen, finden sich auch hier in Schichten vom Grenzkalk an aufwärts, nämlich *Euomphalus annulatus* Phill., *Macrochilina arculatum* Schloth sp., *Bellerophon lineatus* Bronn und *Platyceras patelliforme* Holzapf. *Platyceras* cf. *hainense* Maur. kommt zwar ebenfalls im Stringocephalenkalk vor, doch ist die Identität des im Cupressocrinuskalk gefundenen Stückes mit der erwähnten Art Maurers zweifelhaft. *Tentaculites mucronatus* Maur. und *T. gracillimus* Sandb. finde ich aus den Stringocephalenschichten angegeben, ihr Vorkommen im Gipfelschiefer würde damit also übereinstimmen. *Conularia acuta* A. Röm., die sich ebenfalls im Gipfelschiefer fand, ist aus dem Kalke von Grund, unterstes Oberdevon, beschrieben worden, deutet also jedenfalls auf ein höheres Niveau.

Die Trilobiten haben hier keine guten Leitfossilien geliefert, höchstens *Bronteus granulatus* Goldf. kann als Leitfossil des oberen Mitteldevons gelten, denn Holzapfel kennt ihn auf der rechten Rheinseite nur aus dem Stringocephalenkalk, während er anderseits auch aus den oberen Calceolaschichten der Eifel angegeben wird. Sein Vorkommen im Grenzkalk und in den Gipfelschiefern stimmt also mit den Angaben Holzapfels überein. *Dechenella Verneuili* Barr. sp. gilt sonst wohl als eine Form des Stringocephalenkalkes, doch hat auch sie im Lenneschiefergebiete eine andere Verbreitung und geht viel tiefer hinab, denn ich kenne sie auch aus dem Liegenden des Selberger Rotschiefers.

Von den Crinoiden endlich zeugt *Rhenocrinus Minae* von dem höheren Alter der Trochitenschiefer, denn der sehr nahe Verwandte *Rhenocrinus Winterfeldi* findet sich in den Tonschiefern von Breun, dem Winterfeld das Alter der Calceolaschichten zuschreibt. Die älteste Art dieser Gattung kommt sogar schon im Unterdevon vor, während jüngere Arten bisher

nicht bekannt geworden sind. Auf das Vorkommen von *Rhipidocrinus perloricatus* im Grenzkalke lege ich keinen besonderen Wert, obwohl diese Art aufs engste verwandt ist mit *Rh. crenatus* Goldf., der bisher allgemein als ein Leitfossil der Crinoidenschicht galt. Die Leitkraft von *Rh. crenatus* aber scheint mir durch sein Vorkommen in den Bruchsteinschichten von Finnentrop, der Krinoidenstufe Hundts, nicht mehr ganz zuverlässig zu sein.

In welcher Weise die von mir gesammelten Fossilien des obersten Lenneschiefers teils auf unteres, teils auf oberes Mitteldevon hinweisen, zeigt die auf Seite 564 angefügte Tabelle. Aus dieser geht hervor, daß in den Schichten vom Grenzkalk bis zum Gipfelschiefer einschließlich:

30 auf oberes Mitteldevon,
nur 4 auf unteres Mitteldevon verweisende
und 44 indifferente Arten gefunden wurden. Demnach wird man diese Schichten noch in das obere Mitteldevon stellen müssen. Anderseits gibt diese Tabelle an, daß in den Schichten vom Zwischenschiefer II an abwärts bis zur Selberger Grauwacke einschließlich:

7 auf oberes Mitteldevon,
13 auf unteres Mitteldevon verweisende
und 34 indifferente Arten gefunden wurden.

Wenn der Beweise dafür, daß alle unter dem Grenzkalk liegenden Schichten bereits zum unteren Mitteldevon gehören, auch nicht viele sind, so darf uns das doch nicht irre führen, denn es ist eine überall zu beobachtende, unangenehme Eigentümlichkeit des Lenneschiefers, daß seine Fossilien um so weniger charakteristisch werden, je tiefer man in ihn hineinkommt. Aus den oben (S. 527, 528) angeführten Gründen, die uns durch die Verhältnisse der Mächtigkeiten der Schichten geliefert werden, aber muß man allen auf ein höheres Alter der Schichten deutenden Versteinerungen einen größeren Wert beilegen als den Fossilien, die auf oberes Mitteldevon hinweisen. Auch die im Grenzkalk plötzlich auftretende große Zahl von Arten des oberen Mitteldevons, die den tieferen Schichten größtenteils fehlen, spricht ebenfalls sehr für diese Lage der Grenze.

Resultate.

1. Die Grenze zwischen unterem und oberem Mitteldevon verläuft bei Letmathe im Durchschnitt etwa 100 m unter dem Massenkalke, wie auf Grund der von mir gesammelten Versteinerungen nun wohl sicher gestellt ist; auch die dargelegten Mächtigkeitsverhältnisse

sprechen dafür. Damit dürfte die seit Mitte der 80er Jahre des vorigen Jahrhunderts währende Streitfrage über das Alter des Lenneschiefers wohl zu Gunsten der Ansicht entschieden sein, nach welcher der Lenneschiefer im wesentlichen älter ist, als das obere Mitteldevon.

2. Der untersuchte Schichtenkomplex wird von 14 Querverwerfungen, deren Verlauf sich relativ genau feststellen ließ, durchsetzt, wie die von mir aufgenommene Karte erkennen läßt.
3. Die Kalkhorizonte des obersten Lenneschiefers bei Letmathe keilen sich bis auf einen bald aus.
4. An der Grenze von unterem und oberem Mitteldevon treten wie in der Eifel, allerdings nur ganz lokal, Trochitenkalke auf, die bisher in diesem Gebiete nicht bekannt waren.
5. Die Untersuchung der reichen Fauna, speziell der neuen Arten, tut dar, daß Angehörige gewisser Gattungen, die bisher in Deutschland nur aus dem Unterdevon bekannt waren, auch im Mitteldevon des Lenneschiefers noch persistieren. Während es also ohne weiteres klar war, daß der Lenneschiefer petrographisch die Fazies des rheinischen Unterdevons ins Mitteldevon fortsetzt, so ergibt sich nun auch ähnliches in faunistischer Beziehung.

Die Fauna des obersten Lenneschiefers.

Octacium rhenanum Schlüt.

1885. Schlüter, Sitz.-Ber. Niederrh. Ges. Bonn S. 151.

Von dieser weitverbreiteten Spezies fanden sich leider auch nur isolierte Skelettnadeln, sechsstrahlige Sternchen von 3 mm Durchmesser, im Kalk der Trochitenschiefer und in den obersten Gipfelschiefern, auch im Massenkalk.

Kunthia crateriformis Schlüt.

Schlüter, Anthozoen rhein. Devon[1]), S. 3, Taf. 1, Fig. 12—14.

Es liegt nur ein Exemplar aus den obersten Gipfelschiefern vor.

Schlüter gibt es als vertikales Verbreitungsgebiet unbestimmt Mitteldevon an.

[1]) Anthozoen des rheinischen Mitteldevon. Abhandl z. geolog. Spezialkarte von Preußen u. den Thüring. Staaten. 8. (4) 1889.

Cyathophylloides rhenanum Frech.

Frech, Cyath. u. Zaphr.[1]) S. 93, Taf. 3, Fig. 19.

Diese Spezies ist in den Actinocystiskalken recht häufig; ich fand sie im Cupressocrinuskalk und Grenzkalk.

Von Frech wird diese Art nur aus den oberen Stringocephalenschichten angegeben, hat im Lenneschiefer also eine abweichende Verbreitung.

Amplexus cf. *hercynicus* A. Röm.

Frech, Korallenfauna.[2]) S. 83—87, Taf. 9, Fig. 3.

Im Cupressocrinuskalk fanden sich zwei Exemplare, die ich nicht zu bestimmen wagte, da die Böden einen sehr sonderbaren Anblick gewährten. Nach Herrn Dr. Torleys Bestimmung ist es höchstwahrscheinlich obige Art. Frech gibt allerdings an, daß grade gewachsene Stücke meist regelmäßige horizontale, ungespaltene Böden haben, während sie bei den vorliegenden, ebenfalls geraden Stücken unregelmäßig und öfters gespalten sind. *A. irregularis*, bei dem unregelmäßige Böden die Regel sind, hat wieder deutlich alternierende Septen, was diese Form nicht hat. Es muß daher entweder die Spezies - Diagnose dahin erweitert werden, daß *A. hercynicus* auch in graden Exemplaren gespaltene Böden haben kann; oder es müßte eine neue Art allein auf dieses Merkmal gegründet werden, was mir nicht ratsam erscheint.

Diese Art kommt sonst im obersten Mitteldevon und Oberdevon vor, hier also in einem viel tieferen Niveau.

Cyathophyllum heterophyllum M. E. u. H.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 59, Taf. 6, Fig. 5—10.

Ganz typische Exemplare finden sich in den obersten Gipfelschiefern, auch schon zu dieser Art zu rechnende im Grenzkalk. In tieferen Schichten habe ich nie eine Spur dieser Art gefunden.

Sonst tritt sie in den oberen Calceolaschichten auf und geht bis in die Mitte der Stringocephalenschichten hinauf.

Cyathophyllum torquatum Schlüt.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 61, Taf. 5. Fig. 1—3. Taf. 6. Fig. 11, 12.

Nur in den Kalken der Trochitenschiefer und im Cupressocrinuskalk, aus höheren Schichten kenne ich es nicht.

Bekannt nur aus den unteren Calceolaschichten.

---

[1]) Die Cyathophylliden u. Zaphrentiden des deutschen Mitteldevon. Palaeontolog. Abhandl. **3**. (3). 1886—87.

[2]) Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Diese Zeitschr. **37**. 1885.

Cyathophyllum ceratites Goldf.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 64. Taf. 5. Fig. 4—10, 12, 14—16.

Eine der häufigsten Spezies der Actinocystiskalke dieser Gegend, und zwar in allen Abänderungen von der kurz kegelförmigen, besonders in den Gipfelschiefern, bis zu den zylindrischen auftretend. Sie kommt allenthalben im Kalk der Trochitenschiefer, im Cupressocrinus- und Grenzkalk und besonders häufig im obersten Gipfelschiefer des westlichsten Kalkbruchs von Genna vor.

Frech gibt an, daß diese Art von den Cultrijugatusschichten bis in die mittleren Stringocephalensschichten vorkommt.

Cyathophyllum caespitosum Goldf.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 70, Taf. 3, Fig. 9—14.

Die häufigste Art der Actinocystiskalke: im Kalk der Trochitenschiefer, im Cupressocrinuskalk, Grenzkalk und namentlich in den obersten Gipfelschiefern, wo diese Spezies an vielen Stellen gradezu gesteinsbildend ist.

Diese Art geht von den oberen Calceolaschichten bis in das Oberdevon hinauf.

Cyathophyllum caespitosum var. breviseptata Frech.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 72, Taf. 3, Fig. 3—8.

Diese Varietät kenne ich nur von dem Dynamitmagazin Unter Grüne aus dem Grenzkalke.

Frech gibt sie aus den Refrather Hexagonumschichten an, d. h. sie liegt dort vermutlich im untersten Stringocephalenkalke wie hier.

Cyathophyllum quadrigeminum Goldf.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 72, Taf. 3, Fig. 1.

Im Grenzkalk sehr häufig, im Grüne-Kalk ein Exemplar, doch ist es immerhin angängig, *C. quadrigeminum* als Leitform des Grenzkalkes zu bezeichnen.

Frech und E. Schulz kennen *C. quadrigeminum* nur aus dem oberen Mitteldevon, und so findet man es auch bei allen anderen Autoren horizontiert. Aus den angeblich tieferen Spongophyllenkalken wird sie ebenfalls angegeben; doch diesem Vorkommen ist vor der Hand keine Bedeutung beizulegen, solange die Existenz der Spongophyllenkalke nicht sicher gestellt ist. (Siehe S. 530 Anm. [2])

Spongophyllum büchelense Schlüt.

Schlüter, Anthozoen rhein. Devon. S. 63, Taf. 7, Fig. 8.

Aus den obersten Gipfelschiefern liegt ein Exemplar vor; Schlüter nennt es nur aus den Bücheler oder Uncitesschichten von Paffrath.

Spongophyllum acanthicum FRECH sp.

FRECH, Cyath. u. Zaphr. S. 87, Taf. 6, Fig. 1—4.

Im Cupressocrinuskalk, doch nur im Steinbruch des Pillingserbaches fanden sich mehrere große Exemplare.

FRECH gibt die Art aus den oberen Calceolaschichten und dem Stringocephalenkalke an.

Spongophyllum vermiculare GOLDF. sp.

FRECH, Cyath. u. Zaphr. S. 62, Taf. 2, Fig. 1—3, 5.

Typische Exemplare finden sich im Grenzkalk, während im Cupressocrinuskalk Übergangsformen zur folgenden Mutation vorhanden sind.

Nach FRECH kommt das typische *Sp. vermiculare* erst in den oberen Stringocephalenschichten vor.

Spongophyllum vermiculare mut. *praecursor* FRECH.

FRECH, Cyath u. Zaphr. S. 63. Taf. 2, Fig. 4, 6—10.

Diese Mutation findet sich in zweifellosen Exemplaren im Kalk der Trochitenschiefer und selten im Cupressocrinuskalk.

FRECH gibt die Art aus den oberen Calceolaschichten und dem unteren und mittleren Stringocephalenkalk an.

Actinocystis annulifera SCHLÜT.

SCHLÜTER, Anthozoen rhein. Devon. S. 76. Taf. 7, Fig. 5.

In den obersten Gipfelschiefern fand sich ein zweifelloses Exemplar; ist sonst aus unterem und oberem Mitteldevon bekannt.

Actinocystis cf. *annulifera* SCHLÜT.

Im obersten Gipfelschiefer fanden sich mehrere Exemplare einer sehr großen Actinocystisart, im Maximum 7 cm im Durchmesser. Im inneren Bau stimmt die Art ganz gut mit *A. annulifera* überein, doch fehlen ihr die kragenförmigen Anwachswülste, es sind vielmehr nur grobe Anwachsstreifen vorhanden. Nach der Ansicht Dr. TORLEYS dürfte diese Form wohl noch als *annulifera* zu bezeichnen sein.

HUNDT[1]) erwähnt aus dem obersten Lenneschiefer eine große, noch unbeschriebene *Actinocystis*; vielleicht meint auch er diese Form.

Actinocystis cf. *looghensis* SCHLÜT.

SCHLÜTER, Anthozoen rhein. Devon. S. 74.

Ein Exemplar aus den obersten Gipfelschiefern von Genna, sonst in oberen Calceolaschichten und unterem Stringocephalenkalk verbreitet.

---

[1]) a. a. O. S. 225.

Actinocystis sp.

Die einzige *Actinocystis* der eigentlichen Actinocystiskalke ist ebenfalls sehr groß und kann vielleicht mit *A.* cfr. *annulifera* vereinigt werden. Sie fand sich im Kalk der Trochitenschiefer.

Actinocystis cylindrica Schlüt.

Schlüter, Anthozoen rhein. Devon. S. 73. Taf. 7. Fig. 3, 4.

Mehrere Exemplare aus den obersten Gipfelschiefern möchte ich hierher stellen, doch habe ich mich von der Richtigkeit der Bestimmung nicht völlig überzeugen können.

Sowohl von Frech als auch von Schlüter wird sie nur aus dem unteren Mitteldevon angegeben.

Cystiphyllum vesiculosum Goldf.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 108.

Zu dieser Spezies stelle ich eine ganze Reihe von Exemplaren, die sich im Kalk der Trochitenschiefer, im Grüne-Kalk und in den obersten Gipfelschiefern fanden.

Bemerkenswert ist das Vorkommen im hellgrauen, grobkrystallinen Grüne-Kalk. Hier finden sich oft mehrere Exemplare wie Orgelpfeifen im Kalke nebeneinander, und zwar hat jedes Stück nicht selten 10—15 cm Länge. Es macht ganz den Eindruck, als ob sich die Individuen zu Lebzeiten gegenseitig gestützt hätten; das wäre dann eine Art Stockbildung.

Cystiphyllum pseudoseptatum E. Schulz.

E. Schulz, Hillesheimer Mulde[1]). S. 242, Taf. 3, Fig. 2—4.

Im obersten Gipfelschiefer fand sich ein Exemplar, das sich durch das sehr feinmaschige Blasengewebe und die deutlichen Septenrudimente auszeichnet.

Während E. Schulz die Art nur aus dem oberen Mitteldevon angibt, nennt in Frech auch aus den oberen Calceolaschichten.

Cystiphyllum cf. *cristatum* Frech.

Frech, Cyath. u. Zaphr. S. 109.

Ein Exemplar der oberen Gipfelschiefer stimmt ganz gut mit der Beschreibung dieser Art überein; sie kommt im unteren und oberen Mitteldevon vor.

---

[1]) Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrb. K. Preuß. geol. L-A. 1882.

Calceola sandalina Lam.

Schnur, Brach. d. Eifel.[1]) Taf. 41, Fig. 1.

In den Trochitenschiefern fand sich ein dürftiger Steinkern.

Tabulata.

Von Tabulaten kommen mehrere Arten der Gattungen *Favosites, Heliolites, Alveolites* vor. Da die vertikale Verbreitung der Tabulaten noch nicht hinreichend untersucht ist, war für den Zweck der vorliegenden Arbeit kaum Neues von ihrer Untersuchung zu erwarten. Einer späteren Arbeit behalte ich mir die palaeontologische wie stratigraphische Untersuchung dieser Gruppe vor.

Aulopora repens Goldf.

Im Cupressocrinus- und Grenzkalk häufig.

Stromatoporen.

Von dieser Tiergruppe, die hier recht artenreich zu sein scheint, habe ich erst eine sehr kleine Zahl von Arten untersucht. Die bisher nach Dünnschliffen bestimmten Arten sind die folgenden:

Actinostroma clathratum Nich.

Nicholson, Stromatoporoids.[2]) S. 131, Taf. 1, Fig. 8—13, Taf. 12, Fig. 1—5.

Im Cupressocrinuskalk.

Actinostroma stellulatum Nich.

Nicholson, Stromatoporoids. S. 140, Taf. 14, Fig. 1—8, Taf. 15.

Im Cupressocrinus- und Grenzkalk.

Actinostroma verrucosum Goldf. sp.

Nicholson, Stromatoporoids. S. 134, Taf. 16, Fig. 1—8.

Diese Art ist sehr interessant, weil ich sie in drei Kalkhorizonten gefunden habe, und zwar in jedem Horizont eine besondere Abänderung. Alle Exemplare gehören nicht zu den kugligen Massen, sondern bilden dicke, horizontale Überkrustungsstöcke.

Im Cupressocrinuskalk von Saat fand ich ein Exemplar, das hohe, ziemlich spitzkegelförmige Höcker besitzt, deren Umfang an ihrer Basis viel geringer ist als bei den folgenden, und

---

[1]) Zusammenstellung und Beschreibung sämtlicher im Übergangsgebirge der Eifel vorkommenden Brachiopoden. Palaeontographica. 3. 1854, S. 169.

[2]) A Monograph of the British Stromatoporoids. Transact. Palaeontograph. Soc. London. 1886—1892.

die auch viel dichter stehen. Im Grüne-Kalk des Pillingserbachtales fanden sich mehrere Stücke, die übereinstimmend größere, stumpfkegelförmige Höcker von größerem Umfange und größerer gegenseitiger Entfernung an ihrem Fuße zeigten, auf denselben Flächenraum kommen etwa halb so viel Höcker wie bei der Form des Cupressocrinuskalkes. Im tiefsten Massenkalke von Unter-Grüne am Pillingserbach endlich kommt eine dritte Abänderung vor, bei der die Höcker noch flacher sind — kaum noch flachkegelförmig zu nennen — und noch weiter von einander entfernt stehen.

Es ist nun die Frage, ob die hier beschriebenen Abänderungen zeitlich getrennte Varietäten, also Mutationen sind, oder ob diese verschiedenen Formen nur Varietäten im engeren Sinne sind, die auch nebeneinander vorkommen, hier aber zufällig in verschiedenen Horizonten gefunden worden sind. Wenn es Mutationen sind, so ist es sehr interessant, daß die Fundpunkte so nahe bei einander liegen und namentlich die beiden letzten im Grüne-Kalk und Massenkalk fast genau auf einer Linie senkrecht zum Schichtenstreichen liegen. Demnach wäre hier an derselben Stelle eine Mutation aus der anderen hervorgegangen. Wenn es sich bestätigt, daß hier Mutationen vorliegen, so darf man noch hoffen, daß sich die Stromatoporen für die Charakterisierung von Horizonten werden verwenden lassen. Von Nutzen in der Praxis würde das allerdings nicht sein, da sich die Stromatoporen im Felde nicht bestimmen lassen, sondern ein Anschliff Vorbedingung für die richtige Bestimmung ist.

Stromatoporella damnoniensis Nich.

Nicholson, Stromatoporoids S. 207, Taf. 27, Fig. 8, 9.

Im Kalk der Trochitenschiefer.

Stromatoporella socialis Nich.

Nicholson, Stromatoporoids S. 206, Taf. 26, Fig. 5—7.

Im Grenzkalk mit *Caunopora*-Tuben.

Hermatostroma Schlüteri Nich.

Nicholson, Stromatoporoids. S. 215, Taf. 3, Fig. 1. 2,
Taf. 28, Fig. 12, 13.

Im Cupressocrinuskalk des Pillingserbachtales ist diese Art an einer Stelle gesteinsbildend. Eine etwa 2,5 m mächtige Bank besteht fast ausschließlich aus *Hermatostroma* nebst wenigen Tabulaten und anderen Stromatoporen.

Stachyodes verticillata M. Coy sp.

Nicholson, Stromatoporoids. S. 221, Taf. 8, Fig. 9—14, Taf. 11, Fig. 5, Taf. 29, Fig. 1 u. 2.

Diese Art fand sich im Cupressocrinus-, Grenz- und Grüne-Kalk.

Amphipora ramosa Phill. sp.

Schulz, Hillesheimer Mulde. S. 246, Taf. 2, Fig. 5—6 u. Taf. 3, Fig. 1.

Im Cupressocrinuskalk, Grenzkalk, Grüne-Kalk und Massenkalk verbreitet; bisher war die Art nur aus oberem Mitteldevon bekannt.

Rhipidocrinus perloricatus n. sp.

Taf. XXII, Fig. 5a, b.

Die neue Art besitzt einen glockenförmigen Kelch, der aber der Kegelform näher steht als der der meisten Stücke von *Rh. crenatus* Goldf. Die Hauptunterschiede von dieser nahe verwandten Art sind folgende: Die von den Infrabasalien gebildete gerundet fünfeckige Scheibe, an die sich der Stiel ansetzt, ist bei der neuen Form viel größer; ihr Durchmesser beträgt reichlich $^3/_2$ von der Länge der Basalia, während er bei *Rh. crenatus* kaum $^5/_4$ erreicht. Der Stiel ist also vielleicht allgemein viel dicker gewesen. Der fünfstrahlige Stielkanal ist auf jener Infrabasalplatte viel größer als bei *Rh. crenatus*. Die einzelnen Täfelchen des Kelches sind viel kräftiger gewölbt und dicker (daher der Name), als es bei der in dieser Hinsicht zwar auch ziemlich variablen Goldfussschen Art jemals beobachtet wird, namentlich die Basalia zeichnen sich durch ihre starke Wölbung aus. Die Basalia kehren dem Stiel eine trapezförmige, ziemlich ebne Fläche zu, die mit der übrigen Oberfläche des Plättchens in verhältnismäßig scharfer Kante einen Winkel von etwa 130^0 bildet. Auch die übrigen Täfelchen sind stark gewölbt, tragen aber keine solchen Kanten und Flächen. Die feinere Skulptur der Täfelchen ist nicht erhalten.

Die mit dem Kelche zusammen vorkommenden, oft 20 cm langen Stiele gleichen vollkommen den in den Sammlungen als *Rh. crenatus* aufgeführten. Es finden sich solche von reiner Säulenform mit größeren und kleineren Warzen und solche mit bald stärker, bald schwächer gewölbten, abwechselnden Gliedern.

Der Kelch stammt aus dem Grenzkalk an der Schutthalde der Zinkhütte, wo auch die meisten Stiele gesammelt wurden; ein Stielstück im Grüne-Kalk. Im Grenzkalk des Pillingserbachtales im obersten der drei Lager des auskeilenden Kalkes finden sich ebenfalls zahlreiche Stiele von meist rötlicher Farbe.

Rhenocrinus Jaekel.

Dieser von Jaekel für eine Form des Hundrückschiefers von Gmünden aufgestellten, aber noch nicht veröffentlichten Gattung ist die von mir in den Trochitenschiefern aufgefundene Art und ebenso die von Winterfeld im Tonschiefer von Breun[1]) aufgefundene, dort als Dendrocrinide bezeichnete Crinoidenform zuzurechnen.

Herr Professor Dr. Jaekel gab mir für diese Gattung die folgende Diagnose, die ich hier veröffentlichen darf:

„Kelch kegelförmig, JB. 5, B. 5, R. 5, 3 Analia, das Subanale schräg unter R. 5 interponiert. 5 Arme, lang, mit heterotomen, kleinen Seitenzweigen in mäßigem Abstande und alternierender Stellung und gelegentlicher isotomer Gabelung des Hauptstammes. Analtubus lang, gerade, mit endständiger Afteröffnung und fingerförmig verbundenen Platten in vertikalen Reihen.“

Rhenocrinus ramosissimus Jaekel.

Die älteste ist zugleich die größte Art der Gattung. Am Kelch, der kegelförmig ist, sind nur die großen Basalia, die Radialia von der Größe der ersten Brachialia und die drei Analia sichtbar; der Stiel ist nicht erhalten. Die Arme sind höchstens in zwei Hauptstämme gegabelt, vielleicht haben nicht einmal alle Arme diese isotome Gabelung, die übrigens nicht in der gleichen Entfernung stattzufinden braucht. An dem einen Arm findet sie etwa am 20. Brachiale statt, an einem anderen etwa am 47. Im übrigen ist die Verästelung der Arme eine sehr starke, aber die wahrscheinlich ungeteilten, alternierenden kleinen Seitenzweige folgen nicht in regelmäßigen Abständen, denn man zählt bald 5 bald 7, auch wohl mehr Glieder zwischen zwei Seitenästen derselben Seite, sodaß bald jedes dritte oder vierte Glied einen Seitenzweig trägt. Die Armglieder sind bei dieser Spezies niedriger als breit, während sie bei den beiden folgenden Arten höher als breit sind.

Rhenocrinus Winterfeldi n. sp.

Textfig. 2.

Bei dieser im Tonschiefer von Breun, den Winterfeld für unteres Mitteldevon hält, vorkommenden Art hat die bei der vorigen Art beschriebene, noch unbeständige Armgabelung eine feste und zwar äußerst zierliche Form angenommen. Die isotome Gabelung erfolgt hier anscheinend bei allen Armen am 19. Brachiale, und jedes zweite Armglied trägt einen dünnen Seiten-

[1]) Diese Zeitschr. **50**. 1898, S. 11.



Fig. 2.
Rhenocrinus Winterfeldi n. sp.

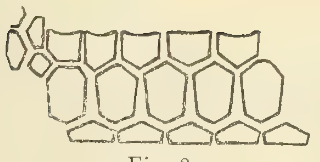


Fig. 3.
Rhenocrinus Minae n. sp.

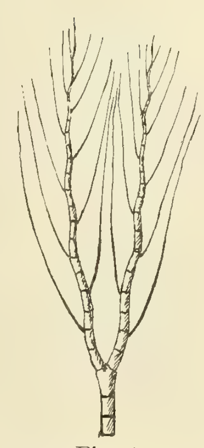


Fig. 4.
Rhenocrinus Minae n. sp.

zweig, nur am Anfang des Arms und nach der isotomen Gabelung trägt das dritte Glied den ersten Seitenzweig. Im ganzen zähle ich an einem Arme 30 dünne Seitenzweige.

Dieser Armbau war physiologisch nicht sehr zweckmäßig, da der Schwerpunkt infolge der späten isotomen Gabelung zu weit von der Ansatzstelle der Arme entfernt liegt, und daher die Bewegung der Arme einen unverhältnismäßigen Kraftaufwand erfordert haben muß. Bei der folgenden, jüngeren Form finden wir, vielleicht deshalb, die isotome Gabelung bereits am dritten Brachiale.

Am Kelch sind die einzelnen Plättchen nicht deutlich zu erkennen, doch ist an einer gleichen Zusammensetzung wie bei der folgenden Art nicht zu zweifeln. Am langen fünfkantigen Stiel sind wenige, lange Cirren vorhanden.

Rhenocrinus Minae n. sp.

Taf. XXI. Fig. 1 u. 2. Textfig. 3 u. 4.

Diese Art der Trochitenschiefer ist die am vollständigsten bekannte. Der Stiel ist in seinem unteren Teile rund und hat hier Glieder, die ebenso hoch wie breit sind, nach dem Kelch zu werden die Glieder gerundet fünfeckig und immer niedriger; Cirren sind vorhanden gewesen. Der Kelch hat die Form einer abgestumpften fünfseitigen Pyramide; die Infrabasalia sind niedrig und fünfeckig, die Basalia groß sechseckig, bis auf die beiden an das Analfeld stoßenden siebeneckigen, beinahe doppelt so hoch als breit. Die Radialia sind etwa ebenso hoch als breit und in der äußeren Form von den ersten Brachialia kaum unterschieden. Von den drei Analia ist das Subanale fünfeckig, fast quadratisch und schräg gelegen, die beiden anderen Analia sind lang und schmal, etwa fünfeckig; über diesen erhob sich dann der Analtubus, der nur bei *Rh. ramosissimus* hat beobachtet werden können.

Der Armbau ist wesentlich einfacher als bei *Rh. Winterfeldi*, da vor der schon über dem dritten Brachiale erfolgenden isotomen Gabelung keine Seitenzweige vorhanden sind. Nach der isotomen Gabelung trägt jedes zweite Glied einen dünnen, ziemlich langen Seitenzweig, an dem vollständigsten Arme zähle ich an jedem Hauptaste 12 oder 13 Seitenzweige. Die dem in der Skizze wiedergegebenem Arme benachbarten tragen nach der isotomen Gabelung am dritten Gliede den ersten Seitenzweig.

Cupressocrinus sp.

Taf. XXII, Fig. 8.

In dem nach ihm benannten Kalke kommen, wenn auch nicht sehr häufig, Stielglieder eines *Cupressocrinus* vor, dessen Spezies sich aus den Gliedern allein natürlich nicht bestimmen läßt.

Crinoidenarme und -stiele.

Aus den Trochitenschiefern liegt noch eine ganze Reihe von Armen vor, zum Teil noch mit Pinnulis, die sich aber ebensowenig wie die sehr häufigen Stielglieder bestimmen ließen, aber mehreren Gattungen angehören mögen.

Bryozoa.

Die Bryozoen haben hier eine ziemliche Formenmannigfaltigkeit entwickelt, doch ist wenig Hoffnung vorhanden, die Arten sicher bestimmen zu können, da namentlich in der Grauwacke die Zellporen nicht erhalten sind. Bestimmt wurde bisher:

Reptaria Orthoceratum F. ROLLE.

ROLLE, *Reptaria*[1]) S. 810, Taf. 9 B.

Dieses kleine, wie eine zierliche Moosart aussehende Gehäuse sitzt auf einem *Orthoceras* auf, wie es schon ROLLE beschrieben hat. Dieser hielt *Reptaria* jedoch für eine Tabulate aus der Verwandtschaft von *Cladochonus*, doch ist jene Gattung sicher den Cyclostommata einzuordnen.

Vermes.

Von Wurmresten sind nur die kleinen Schalen von *Spirorbis* häufig, doch gehören wohl nicht alle zu einer Art. Aus dem Cupressocrinus- und Grenzkalk liegt ganz zweifellos vor

Spirorbis omphalodes GOLDF.

In der Grauwacke findet man fast nur Steinkerne, die sich meiner Meinung nach nicht bestimmen lassen. Es kommen in den verschiedenen Horizonten, namentlich in den Aviculabänken und in den Gipfelschiefern kleinere und größere Formen vor, die zu benennen und zu beschreiben ich für zwecklos halte.

Streptorhynchus umbraculum SCHLOTH.

SCHNUR, Brach. d. Eifel.[2]) S. 216, Taf. 38, Fig. 2, Taf. 44, Fig. 4.

Diese Art habe ich nur in den Aviculabänken und in den Trochitenschiefern gefunden. Bei Deilinghofen treten die Lamellibranchiaten in den Aviculabänken zurück, während *Streptorhynchus* hier gesteinsbildend wird. *Str. umbraculum* wird aus Unter- und Mitteldevon angegeben.

? *Streptorhynchus umbraculum* SCHLOTH. var.

In den Trochitenschiefern von Pillingserbach fand ich eine Form, die sich durch ihre viel gröberen und weniger zahlreichen Rippen und durch ein deutliches, aber niedriges Medianseptum in der kleinen Klappe auszeichnet.

Chonetes crenulata F. RÖM.

SCHNUR, Brach. d. Eifel. S. 226, Taf. 43, Fig. 2.

Dieses Leitfossil der Trochitenschiefer wird sonst immer als eine Form des oberen Mitteldevons aufgeführt. Von hier kenne ich sie nur aus den Trochitenschiefern, und auch die im

---

[1]) Über zwei neue devonische Korallen einer neuen Sippe, Reptaria. N. Jahrb. f. Min. 1851.

[2]) Die Brachiopoden aus dem Übergangsgebirge der Eifel. (Schulprogramm) Trier 1851.

Berliner Museum für Naturkunde befindlichen Exemplare, als deren Fundort Iserlohn angegeben ist, lassen an der Gesteinsbeschaffenheit deutlich erkennen, daß sie dem Niveau der Trochitenschiefer angehören.

Strophalosia productoides Murch.

Taf. XXII, Fig. 14.

Davidson, Devon. Brach.[1]). S. 97, Taf. 19, Fig. 13—21.

Die häufige Angabe von *Productus subaculeatus* aus dem Lenneschiefer beruht wohl meistens auf einer Verwechselung mit dieser Spezies, die als eine Charakterform des oberen Lenneschiefers bezeichnet werden kann. Ich fand sie sehr häufig in den Trochitenschiefern und Gipfelschiefern.

Kayser gibt an, daß die Art in den oberen Calceolaschichten und der Crinoidenschicht vorkommt und wahrscheinlich auch im Stringocephalenkalk verbreitet ist.

Atrypa aspera Schloth.

Schnur, Brach. d. Eifel. Taf. 24, Fig. 4, g—k.

Diese vertikal weitverbreitete Art kommt vor: in den Trochitenschiefern, dem Cupressocrinus-, Grenz-, Grüne-Kalk und im Gipfelschiefer. In der Zone 1[d] Denckmanns fand ich sie ebenfalls.

Atrypa desquamata Sow.

Nur an der Schutthalde der Zinkhütte sammelte ich im Grenzkalk einige Exemplare; sie kommt sowohl im unteren als auch im oberen Mitteldevon vor.

Spirifer subcuspidatus Schnur.

Spirifer mediotextus d'Arch. u. Vern.

Kayser.[2]) Brach. d. Eifel. S. 572—574.

Von diesen beiden Arten, die sich sehr nahe stehen, soll die erstere nicht über das untere Mitteldevon hinausgehen, während *Sp. mediotextus* nur im oberen Mitteldevon vorkommen soll. Für die Unterscheidung ist, wie mir scheint, in erster Linie der Grundsatz: „Andre Schichten, andre Arten“ maßgebend gewesen. Tatsächlich unterscheiden sich beide ja in einigen Punkten, ganz abgesehen von der Größe, die aber nur zu oft irreführt, denn ich habe echte *subcuspidatus*-Formen von *medio-*

---

[1]) A monograph of the British fossil Brachiopoda. **3.** (6) Devonian Brachiopoda. Transact. Palaeontograph. Soc. London 1864—71.

[2]) Die Brachiopoden des Mittel- und Oberdevon der Eifel. Diese Zeitschr. **23.** 1871. S. 491.

textus-Größe im Trochitenschiefer gefunden. *Sp. mediotextus* hat auf dem flacheren Sattel und auf dem Sinus die dem *Sp. subcuspidatus* fehlende Gitterkulptur. Bei letzterem ist der Sattel meist höher und der Sinus tiefer, und die Anwachsstreifen verlaufen auf beiden in großem Bogen nach vorn.

Bei dem sehr reichen Material — aus den beiden Hauptspiriferenhorizonten: Trochitenschiefern und Gipfelschiefern liegen mir sicher über 100 Exemplare vor — vermochte ich sehr oft keine sichere Entscheidung zu treffen, welche Art vorliege, zumal da die Stücke meist als Steinkerne erhalten sind. Nur so viel kann ich mit voller Sicherheit sagen, daß im Trochitenschiefer das echte *Sp. subcuspidatus* vorkommt, und daß im Gipfelschiefer zweifellose Exemplare von *Sp. mediotextus* vorhanden sind. Fragliche Exemplare fand ich in beiden Horizonten.

Spirifer cfr. *subcuspidatus* var. *alata* Kays.

Taf. XXI, Fig. 7.

Kayser. Brach. d. Eifel. S. 573.

In den Trochitenschiefern finden sich sehr langflüglige Exemplare von *Sp. subcuspidatus*, die sich vielleicht mit dem Kayserschen Namen bezeichnen lassen, trotzdem Kayser diese Varietät nur aus den oberen Coblenz- und den Cultrijugatusschichten angibt. Bei meiner Form sind die Rippen viel zahlreicher und nicht so stark als bei den von Scupin[1]) beschriebenen Formen; ferner ist auf dem Sattel statt der „viel markierten Furche“ nur eine deutliche Depression vorhanden, aber der Stirnrand ist am Sattel deutlich eingebuchtet. Diese Bestimmung wird jedenfalls angefochten werden können, aber ich vermag diese Stücke anderswo nicht unterzubringen, denn eine Vereinigung mit *Sp. mediotextus* halte ich für ausgeschlossen.

Spirifer undiferus F. Röm.

Schnur, Brach. d. Eifel. S. 314, Taf. 31, Fig. 8.

In den Trochitenschiefern, dem Cupressocrinus-, Grenz- und Grüne-Kalk kommt dieser *Spirifer* nicht selten vor, obwohl er sonst immer nur im deutschen Stringocephalenkalk genannt wird. Allerdings ist er im Ural ebenfalls schon im unteren Mitteldevon vorhanden, so daß sein Vorkommen im Lenneschiefer des unteren Mitteldevons nicht einzig dasteht.

Spirifer inflatus Schnur.

Schnur, Brach. d. Eifel. S. 211, Taf. 37, Fig. 2.

Eine große Zahl ganz kleiner, größerer und ausgewachsener Exemplare fanden sich im Grenzkalk, jedoch nur im Pillingser

[1]) Die Spiriferen Deutschlands. Palaeont. Abhandl. 8. 1903, S. 20, t. 2, f. 1—2.

bachtale. *Sp. inflatus* finde ich nur aus dem oberen Mitteldevon angegeben.

Spirifer hians Buch.

Schnur, Brach. d. Eifel. Taf. 38, Fig. 3.

In einigen typischen Exemplaren fand er sich im Grenzkalk des Dynamitmagazins von Unter-Grüne. Eine schlecht erhaltene große Klappe des Cupressocrinuskalkes gehört vielleicht auch zu *Sp. hians.* Die Art wird nur aus dem Stringocephalenkalke genannt.

Spirifer asinus n. sp.

Taf. XXI, Fig. 3a, b, c, d.

Die Höhe der Area der kleinen Klappe weist der neuen Art ihre Stellung in der Verwandtschaft von *Sp. hians* und *Sp. Winterfeldi* an. *Sp. asinus* ist, kurz gesagt, ein *Sp. hians* mit sehr kräftigen, sich spaltenden und durch Einschiebung sich vermehrenden Rippen. Die eingeschobenen Rippen sind so stark als die älteren Rippen nach der Teilung. Die Areen der beiden Klappen hoch, wenig gebogen, mit breiter, dreieckiger Öffnung. Kleine Klappe, wenig gewölbt, große stark gewölbt, doch ohne Spur eines Sinus (asinus), wenn auch der Stirnrand leicht nach oben abgelenkt ist. Die Breite der Schale ist nicht ganz doppelt so groß als die Länge. *Sp. asinus* fand sich im Grenzkalk allein am Dynamitmagazin Unter-Grüne, hier aber sehr häufig.

Cyrtina heteroclita Defr.

Schnur, Brach. d. Eifel. S. 206, Taf. 35, Fig. 6.

Im obersten Lenneschiefer sehr verbreitet, in fast allen fossilführenden Horizonten von den Trochitenschiefern bis zum Gipfelschiefer. Wird aus dem ganzen Mitteldevon genannt.

Merista plebeja Sow.

Davidson, Devon. Brach. S. 20, Taf. 3, Fig. 2—10.

Gefunden im Grenz- und Grüne-Kalk, nach Kayser im Unter- und Mitteldevon.

Pentamerus galeatus Dalm.

Kayser, Brach. d. Eifel. S. 537, Taf. X, Fig. 1.

Von dieser vertikal so weit verbreiteten Art fand ich nur im Grenzkalk und im obersten Gipfelschiefer von Genna zahlreiche Exemplare. Einen deutlichen Sattel und Sinus besitzen alle Stücke, Falten auf dem Sattel haben aber nur die Exemplare aus dem Grenzkalk von Ober-Grüne. Die Formen des Gipfelschiefers sind ungewöhnlich groß.

Retzia prominula F. Röm.

Kayser, Brach. d. Eifel. S. 554, Taf. 10, Fig. 7.

Im Grenzkalk eine isolierte kleine Klappe; diese Art wird sonst nur aus dem unteren Mitteldevon genannt.

Rhynchonella parallelepipeda Bronn.
Taf. XXI, Fig. 4a, b.

Rhynchonella subcordiformis Schnur.
Taf. XXI, Fig. 5, 6.

Kayser, Brach. d. Eifel. S. 507 u. 508.

Beide Arten oder Varietäten sind oft recht schwer auseinander zu halten. *Rh. parallelepipeda* hat einen gleichseitig fünfeckigen Umriß, während *Rh. subcordiformis* einen herzförmigen hat, d. h. die beiden durch die Schloßlinie gebildeten Seiten des Fünfeckes sind die längsten. Schnur gibt an, daß bei *Rh. parallelepipeda* der Winkel der Schloßkanten größer ist als bei *Rh. subcordiformis*, doch trifft das nur bei einem Teil der Formen zu, z. B. bei den beiden abgebildeten Stücken. Am besten lassen sich beide Formen durch die Gestalt des Sinus unterscheiden. *Rh. parallelepipeda* hat einen verhältnismäßig tiefen Sinus, der von zwei deutlichen Kanten begrenzt wird, *Rh. subcordiformis* dagegen hat einen flacheren Sinus und undeutliche Sinuskanten. Die Form der Zunge des Sinus ist bei *Rh. parallelepipeda* mehr rechteckig, bei *Rh. subcordiformis* bogig.

Rh. parallelepipeda kommt im Cupressocrinuskalk allein vor, *Rh. subcordiformis* im Grenzkalk zusammen mit jener. *Rh. parallelepipeda* soll nicht über die Crinoidenschicht hinausgehen, *Rh. subcordiformis* auf das obere Mitteldevon beschränkt sein.

Rhynchonella pentagona Goldf.

Kayser, Brach. d. Eifel. S. 508, Taf. 9, Fig. 4.

Diese an dem fünfeckigen Umriß und dem graden Stirnrand leicht kenntliche Form findet sich im Grenzkalk; ein unvollvollständiges Exemplar im Cupressocrinuskalk gehört wohl auch hierher. Kayser bezeichnet diese Art gradezu als Leitfossil der Crinoidenschicht, in tieferen Schichten soll sie fehlen. Ihr Vorkommen im Cupressocrinuskalk wäre demnach auffällig.

Rhynchonella procuboides Kays.

Kayser, Brach. d. Eifel. S. 513, Taf. 9, Fig. 3.

Einige Exemplare im Grenzkalk. Nach Kayser in den oberen Calceolaschichten und besonders in der Crinoidenschicht, nach Frech und E. Schulz auch in den unteren Calceolaschichten

der Eifel. Auf der rechten Rheinseite scheint sie nach Holzapfel nur im oberen Mitteldevon vorzukommen.

Rhynchonella aptycta Schnur.

Schnur, Brach. d. Eifel. S. 189, Taf. 26, Fig. 6.

Ein Exemplar im Grenzkalk; nach Kayser ist diese Art in den Calceolaschichten selten.

Camarophoria brachyptycta Schnur.

Schnur, Brach. d. Eifel. S. 178, Taf. 33, Fig. 6, 7.

Diese Art kommt häufig im Grenzkalk des Pillingserbachtales vor, sonst wird sie aus unteren Stringocephalenschichten und oberen Calceolaschichten angegeben.

Stringocephalus Burtini Defr.

Schnur, Brach. d. Eifel. S. 195, Taf. 28, Fig. 5, Taf. 29, Fig. 1, Taf. 31, Fig. 1.

Außer im Grenzkalk und Cupressocrinuskalk, wo ich ihn sicher nachweisen kann, schlug ich bei Sundwig aus einer Kalkbank, gleich über den Selberger Rotschiefern, den undeutlichen Rest eines Brachiopods, der ein deutliches Medianseptum und eine sehr dicke weiße Schale am Wirbel zeigt. Leider ist eine Präparation nicht tunlich, aber da auch der Umriß dieses faustgroßen Gehäuses übereinstimmt, so bin ich überzeugt, daß hier ein *Stringocephalus Burtini* vorliegt, da man im Massenkalk oft ebenso dürftige Reste findet, die man unbedenklich als *Stringocephalus* ansprechen darf.

Wenn die von mir gegebene Deutung des Alters der Schichten richtig ist, so ergibt sich, daß *Stringocephalus Burtini* in Westfalen wenigstens, für die untere Grenze des oberen Mitteldevons kein sicheres Leitfossil abgibt, sondern daß er auch schon in den Calceolaschichten dieser Gegend, und zwar bestimmt in den oberen vorkommt. Für die obere Grenze des Mitteldevons bleibt seine Beweiskraft jedoch bestehen, wie die Untersuchungen Denckmanns im Lenne- und Hönnetale dargetan haben.

Leptodesma Rogeri Hall.

Taf. XXII, Fig. 16.

Hall, Lamellibranchiata [1]). 5 (1). S. 176, Taf. 31. Fig. 1—9.

In den Trochitenschiefern von Saat fand ich in einem Exemplar eine kleine *Leptodesma*, die von *L. Rogeri* Hall wohl

[1]) Palaentology of New York 5 (1) Lamellibranchiata. Geolog. Survey State New York 1885.

kaum zu unterscheiden ist. In Amerika tritt sie im oberen Mitteldevon, Hamilton group, auf.

Leptodesma transversa n. sp.
Taf. XXI, Fig. 10.

Diese neue, aus den Aviculabänken des Lägertales, südlich von Iserlohn, stammende Art ist ausgezeichnet durch ihre sehr schräge Gestalt und das große vordere gerundete Ohr. Am nächsten steht ihr *L. concentrica* A. Röm. aus dem Unterdevon des Harzes, doch unterscheidet sich diese von ihr durch das spitze vordere Ohr und dadurch, daß die Schale lange nicht so schief ist als bei *L. transversa.* Die Skulptur besteht aus ganz feinen Anwachsstreifen, das hintere Ohr ist sehr ausgedehnt, aber nicht in eine so lange Spitze ausgezogen wie z. B. bei *L. Rogeri.*

Avicula reticulata Goldf.

Frech, Devon. Aviculiden.[1]) S. 34, Taf. 3, Fig. 7, Taf. 14, Fig. 4.

Diese Art und die beiden folgenden (*Avicula fenestrata* und *Aviculopecten radiatus*) können als die „Charakter“formen und zugleich als die häufigsten Fossilien der Schieferfazies des obersten Lenneschiefers bezeichnet werden. Von den Selberger Grauwacken bis zu den Gipfelschiefern kommen sie in allen Gipfelschiefern und Grauwacken vor, sogar in den Zwischenschiefern. Als ein „Leit“fossil des oberen Mitteldevons dagegen läßt sich diese Art ebenso wenig bezeichnen wie die beiden folgenden.

Es lassen sich mehrere Varietäten bei *A. reticulata* unterscheiden, die aber nicht auf verschiedene Horizonte verteilt sind. Es gibt Exemplare mit wenigen Radialrippen, etwa 13 auf dem zentralen Teile der Schale, und solche mit sehr dicht stehenden, zahlreichen Rippen. Auch die Skulptur der rechten Klappe ist sehr veränderlich: die von Goldfus abgebildete rechte Klappe gehört zu den selteneren Formen, die noch deutliche Gitterwerkskulptur zeigen. Die große Mehrzahl von rechten Klappen hat gar keine Radialrippen mehr, oder deutet diese nur dadurch an, daß z. T. sehr große Schuppen auftreten, die sonst an den Kreuzungspunkten der Radialrippen mit den Anwachsrippen auftreten.

Avicula fenestrata Follm.

Frech, Devon. Aviculiden. S. 35, Taf. 14, Fig. 11.

Mir will scheinen, daß diese Art Follmanns nur als eine Varietät der vorhergehenden aufzufassen ist. Sie kommt überall

[1]) Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abhandl. geolog. Spezialkarte v. Preußen. 9. (3). 1881.

mit dieser zusammen vor. Es ist bei den in der Grauwacke häufigen Verzerrungen in vielen Fällen ausgeschlossen, eine sichere Entscheidung zu treffen, welcher Art ein Stück zuzurechnen ist, da das hintere, breitere Ohr dieser Art auch durch Verzerrung vorgetäuscht werden kann, außerdem haben junge Exemplare von *A. reticulata* viel breitere hintere Ohren. Die Schuppenbildung ist bei *A. fenestrata* nicht stärker als bei *A. reticulata*.

Aviculopecten radiatus Goldf.

Taf. XXI, Fig. 17.

Frech. Devon. Aviculiden. S. 19, Taf. 1, Fig. 2.

Da Frech bei der Bearbeitung der devonischen Aviculiden nur ein zweifelhafter *Aviculopecten radiatus* aus dem Unterdevon vorlag, bringe ich hier die Abbildnng eines echten *A. radiatus*. Der Frechsche unterdevonische *A. radiatus* trägt diesen Namen wohl mit Recht, zumal da diese Art auch im Lenneschiefergebiet eine sehr große vertikale Verbreitung zu haben scheint. Ausgewachsene Exemplare können reichlich doppelt so groß werden als das abgebildete.

Aviculopecten Oceani Goldf.

Taf. XXII, Fig. 17.

Frech, Devon. Aviculiden. S. 20, Fig. 10.

Im Gipfelschiefer fand ich vier Exemplare dieser als selten geltenden Art, von denen allerdings nur der abgebildete Steinkern vollständig erhalten ist. Sie kann als ein Leitfossil der Gipfelschiefer bezeichnet werden; auch sonst ist sie aus dem oberen Mitteldevon bekannt.

Aviculopecten pusillus n. sp.

Taf. XXI, Fig. 8, 9.

Es liegen vor Steinkerne und Schalenexemplare aus den Trochitenschiefern und aus den Gipfelschiefern. Charakteristisch ist das breite, undeutlich abgesetzte hintere Ohr im Gegensatze zu dem vorderen, das sich schärfer absetzt. Die Berippung erinnert an *A. pelmensis* Frech: die Rippen vermehren sich durch Gabelung und Einschiebung neuer Rippen in verschiedener Entfernung vom Wirbel. Am nächsten steht die neue Art wohl *A. prumiensis* Frech, der aber Rippen von gleicher Stärke hat, während bei der neuen Art die Rippen verschieden stark sind.

Aviculopecten tener n. sp.

Taf. XXI, Fig. 16.

Aus den Aviculabänken des Lägertales bei Iserlohn stammt die abgebildete rechte Klappe, die ausgezeichnet ist durch einen

tiefen Byssusausschnitt unter dem vorderen langen Ohr und durch die sehr feinen und zahlreichen Rippen Ich wüßte keine europäische Art, mit der ich die neue in verwandtschaftliche Beziehung bringen könnte, da alle feinrippigen Formen keinen so langen Schloßrand und kein so breites hinteres Ohr haben.

Aviculopecten cf. *Cleon* Hall.

Hall, Lamellibranchiata S. 6, Taf. 1, Fig. 1.

Es liegen zwar nur Bruchstücke aus den Gipfelschiefern vor, aber aus den Anwachsstreifen eines Exemplares kann man auf die Gestalt der Ohren schließen. Mit der Hallschen Art stimmen diese Formen am besten überein; in Amerika im oberen Mitteldevon, Hamiltongroup.

Myalina fimbriata Sandb.

Sandberger, Nassau[1]) S. 280, Taf. 29, Fig. 11.

Im Gipfelschiefer von Unter-Grüne fand ich ein Exemplar dieser aus dem Stringocephalenkalke beschriebenen Art.

Myalina letmathensis n. sp.

Taf. XXII, Fig. 10.

Schale schräg, der Schloßrand bildet mit dem langen, graden Vorderrande einen Winkel von etwa 60 ^{0}, während er in scharfer Krümmung in den Hinterrand übergeht. Der Schloßrand selbst ist etwas gebogen, doch darf er nicht als Vorderrand der Schale aufgefaßt werden, da die Lage des Muskeleindrucks eine solche Orientierung der Schale verbietet. Die Oberflächenskulptur besteht aus feinen konzentrischen Anwachsstreifen. Die neue Art gehört wohl in die Nähe von *M. rhenana* Frech, doch ist sie größer, der Vorderrand nicht ausgehöhlt und die Krümmung, dort wo Schloßrand in den Hinterrand übergeht, stärker, außerdem ragt der Wirbel nicht so weit vor.

Myalina n. sp.

Unter den Selberger Rotschiefern, in Denckmanns Zone 1 ^{d}, fanden sich sehr große Myalinen, etwa 8cm hoch, die sich mit keiner der beschriebenen Arten identifizieren ließen. Zur Beschreibung genügt jedoch der Erhaltungszustand nicht.

Modiomorpha westfalica Beush.

Beushausen,[2]) Lamellibranchiaten. S. 26, Taf. 3, Fig. 5.

In dem Trochitenschiefer fand sich ein sehr großes Exemplar und ein kleines im Gipfelschiefer.

---

[1]) Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensytems in Nassau. Wiesbaden 1850—1856.

[2]) Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. Abhandl. K. Preuß. geol. L.-A. N. F. Heft 17. 1895.

Modiomorpha pallida n. sp.
Taf. XXII, Fig. 12.

Für diese neue Art der Aviculabänke ist besonders charakteristisch, daß die Muschel hinten kaum breiter wird, der Wirbel verhältnismäßig weit vom Vorderrand entfernt liegt, und daß vom Wirbel nach hinten eine erhabene Falte verläuft, die eine mediane Depression der Schale hinten begrenzt. Der Unterrand ist in der Mitte etwas eingezogen. Als nächste Verwandte kommt *M. praecedens* Beush. in Betracht, die aber kürzer und nach hinten verbreitert ist.

Cypricardella Pandora n. sp.
Taf. XXII, Fig. 2, 3a, b.

Diese Muschel ist leitend für die Aviculabänke, obwohl sich auch in den Zwischenschiefern II ein möglicherweise hierher zu stellendes Fossil fand. In den Aviculabänken findet man häufig beim Zerschlagen des Gesteins von aufgelösten Muschelschalen herrührende Hohlräume, die einen häßlichen, braunen Staub entleeren (Pandora); das sind meist Hohlräume, die von *Cypricardella* früher eingenommen wurden. Im Lägertale findet man auch Skulptursteinkerne (Taf. XXII, Fig. 2). Der Abdruck des Schlosses (Taf. XXII, Fig. 3b) zeigt, daß eine echte *Cypricardella* vorliegt, die Beushausen nur aus dem rheinischen Unterdevon und aus dem Culm kannte.

Der Umriß ist etwa trapezförmig, und zwar ist der verhältnismäßig wenig stumpfe Winkel, den Schloßrand und Hinterrand bilden, besonders charakteristisch; jedoch kommen die mannigfachsten Verzerrungen vor, sodaß dieser Winkel oft nicht mehr normal ist. Der Wirbel liegt der Mitte des Schloßrandes verhältnismäßig sehr nahe und ragt wenig vor. Vom Wirbel zieht sich nach der unteren Hinterecke eine schwach gebogene, zarte Falte, die auch am Steinkern meist sichtbar ist. Das undeutlich erhaltene Schloß der linken Klappe zeigt den dreieckigen Zahn; das Schloß der rechten Klappe die dreieckige Grube für den Zahn der linken und hinter dieser einen langen scharfen Seitenzahn und noch zwei ganz schwache Längsfalten. Über dem tief eingesenkten vorderen Muskeleindruck sieht man einen kleinen Fußmuskeleindruck. Der hintere Muskeleindruck ist wenig eingesenkt und ist seiner Lage und Form nach nicht deutlich zu beobachten. Die Skulptur besteht aus ganz feinen Anwachslinien.

C. elongata Beush. ist sehr ähnlich, hat aber einen stärker vorragenden Wirbel und eine nicht so eckige Form, der Unter-

rand ist bei *C. elongata* z. B. viel stärker gebogen und der Hinterrand nicht so grade abgestutzt wie bei *C. Pandora*.

Goniophora n. sp.

Taf. XXII, Fig. 15.

Diese anscheinend neue, unvollständig erhaltene *Goniophora* der Aviculabänke steht unterdevonischen Arten, namentlich *G. rhenana* Beush. und *G. Schwerdi* Beush. näher als der einzigen deutschen Art des oberen Mitteldevons *G. acuta* Sandb. Die Schale ist stark gewölbt und der Kiel ziemlich scharf.

Megalodus abbreviatus Schloth. sp.

Beushausen, Lamellibranchiaten S. 160, Taf. 14, Fig. 14—24.

Ein Steinkern im Trochitenschiefer; die Art gilt sonst als ein Fossil des Stringocephalenkalkes.

Paracyclas proavia Goldf.

Beushausen, Lamellibranchiaten S. 169, Taf. 15, Fig. 1, 2.

Im Kalk der Trochitenschiefer in mehreren Exemplaren; wird aus unterem und oberem Mitteldevon angegeben.

Paracyclas rugosa Goldf.

Beushausen, Lamellibranchiaten S. 171, Taf. 15, Fig. 8—11.

Ein Exemplar im Gipfelschiefer von Helmke, kommt im unteren und wahrscheinlich auch im oberen Mitteldevon vor, da sie auch im Oberdevon noch vorhanden ist.

Conocardium sp.

Ein unvollständiges Exemplar im Kalk der Trochitenschiefer.

Tiaraconcha sp.

Ein zweiklappiger Skulpturensteinkern des Zwischenschiefers II, auf dem Langen Stück, scheint dem von Beushausen[1]) Taf. 38, Fig. 6 als *T. sp. ind.* abgebildeten Exemplar mindestens sehr nahe zu stehen, ist aber auch zu unvollständig, um beschrieben zu werden.

Sphenotus longissimus n. sp.

Taf. XXII, Fig. 1.

Die Bestimmung der Gattung ergibt ein Vergleich mit der Textfigur von *Sph. soleniformis* Goldf. bei Beushausen. Die Goldfusssche Art ist zugleich die einzige Form, mit der die

[1]) a. a. O.

neue Art verglichen werden kann. Charakteristisch ist die sehr stark verlängerte Gestalt und der weit vorn gelegene Wirbel, vor dem sich eine kleine Lunula befindet. Vom Wirbel zieht sich schräg nach hinten eine ganz schwache Falte. Die Skulptur besteht in der Jugend aus feinen Anwachslinien, die sich mit zunehmendem Alter zu Anwachsfalten zusammenscharen. *Sph. soleniformis* Goldf. ist nicht so lang, niedriger, verschmälert sich nach hinten etwas und sein Hinterrand ist nicht so gleichmäßig gebogen. *Sph. soleniformis* kommt in der Siegener Grauwacke vor. Die neue Art fand sich im Kalk der Trochitenschiefer, ein zweifelhaftes unvollständiges Exemplar fand sich in der Höhe des Zwischenschiefers II bei Genna.

Grammysia Denckmanni n. sp.

Taf. XXI, Fig. 15, Taf. XXII, Fig. 4.

Diese schöne *Grammysia* wurde als Skulptursteinkern in der Selberger Grauwacke von Deilinghofen gefunden. Der Schloßrand ist ziemlich grade, der Hinterrand schräg abgestutzt, Vorder- und Unterrand bilden einen ziemlich gleichmäßigen Bogen. Der Wirbel überragt den Schloßrand sehr viel mehr, als bei irgend einer anderen Grammysienart beobachtet worden ist. Wichtig ist für die Unterscheidung von der am nächsten verwandten Art *G. nodocostata* Hall.[1]) und deren Varietät *rhenana* Beush. die scharfe Kante, die sich vom Wirbel nach der unteren Hinterecke zieht (Taf. XXII, Fig. 4), und die erst unter dem Schloßrand stumpfer wird und sich schließlich verwischt. Durch diese Kante wird ein hinteres Schloßfeld begrenzt, das hohlkehlenartig vertieft ist. Außer obiger scharfen Kante ziehen sich vom Wirbel nach der Mitte des Schalenrandes zwei stumpfe Falten, die eine seichte Furche begrenzen; vor der vorderen Falte ist noch eine deutliche Depression der Schale bemerkbar. Die Skulptur besteht aus Anwachsfalten, die niemals Knötchen bilden. Der vordere Muskeleindruck liegt in der spitzen Vorderecke der Schale, der hintere ist weniger deutlich und wird von der scharfen Wirbelkante halbiert. Im rheinischen Devon ist *G. Denckmanni* die jüngste, nur eine Art *G. bicarinata* kommt noch bei Lindlar angeblich im Mitteldevon vor.

Von der amerikanischen Art unterscheidet sich *G. Denckmanni* durch die mehr zentrale Lage des Wirbels, durch den spitzeren, einem Rechten sich nähernden Winkel, den Hinterrand und Schloßrand bilden, durch die geringere Dicke, dadurch daß der Wirbel den Schloßrand viel mehr überragt, und dadurch, daß die Schale lange nicht so schräg ist.

---

[1]) Palaeontology of New York 3. (2) Lamellibranchiata. 2 S. 360, t. 55, f. 1—11, t. 57, f. 7, 8.

Leptodomus cf. *Heinersdorffi* Beush.
Taf. XXII, Fig. 13.

Beushausen, Lamellibranchiaten S. 274.

Ein Exemplar der Aviculaschichten stimmt in der Gestalt ungefähr überein, namentlich der schräge, fast gradlinige Hinterrand ist sehr ähnlich, aber die Anwachswülste sind sehr viel schwächer ausgebildet; zur Abtrennung reichen die Abweichungen jedoch nicht aus.

Bellerophon striatus Bronn.

Sandberger, Nassau S. 179. Taf. 22, Fig. 5.

Im Grenzkalk ein Exemplar, wird sonst aus dem Stringocephalenkalke angegeben.

Bellerophon rudicostatus Koken.
Taf. XXI, Fig. 14.

1896 Koken, Die Leitfossilien S. 505.

Schlitzband gekielt, die schuppigen Anwachsstreifen im Gegensatze zur vorigen Art, bei der sie steil auf das Schlitzband stoßen und wenig gebogen sind, in gleichmäßigem, nach hinten offenem Bogen. Diese Art fand ich im Trochitenschiefer und Gipfelschiefer ziemlich häufig, Koken gibt als vertikales Verbreitungsgebiet nur Mitteldevon an.

Pleurotomaria Orbignyi d'Arch. u. de Vern.

Holzapfel, Mitteldevon[1]) S. 203.

Diese Art scheint auf den Stringocephalenkalk beschränkt zu sein und fand sich in einem Exemplar im Grenzkalk an der Schutthalde der Zinkhütte.

Euomphalus annulatus Phill.
Taf. XXI, Fig. 12.

Sandberger, Nassau S. 211, Taf. 25, Fig. 4.

Die feinen Querrippchen gabeln sich auf dem Rücken des Umgangs und mehren sich hier noch durch Einschiebung neuer. Im Grenzkalk des Pillingserbachtales ein Exemplar, wird sonst aus dem Stringocephalenkalk angegeben.

Coelocentrus cf. *Leonhardi* d'Arch. u. de Vern.
Taf. XXI, Fig. 6.

d'Archiac u. de Verneuil, Mem. on the fossils of the older deposits etc.[2]) S. 365. Taf. 34, Fig. 9.

Ein Bruchstück des letzten Umgangs liegt aus den Gipfel-

---

[1]) Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. Heft 16, 1895.

[2]) In Sedgwick and Murchison, On the distribution and classification of the older or palaeozoic deposits of the North of Germany and Belgium etc.

schiefern von Helmke vor; es zeigt jedoch eine Abweichung: bei diesem Exemplar bildet die Außenfläche des Umgangs mit deren ebner Unterfläche fast einen rechten Winkel, während bei der typischen *C. Leonhardi* dieser Winkel stumpfer ist (siehe Querschnitt Fig. 6 und bei GOLDFUSS, Petref. Germ. **2**, Taf. 191, Fig. 9c.

Die Art wird als Seltenheit aus dem Paffrather Kalk angegeben.

Dihelice[1]) *Dathei* nov. g. nov. sp.
Taf. XXI, Fig. 11a u. b.

Soweit die nicht vollständige Erhaltung erlaubt, wird die Gattungsdiagnose lauten müssen: Die ersten vier Windungen des Gehäuses sind in niedriger Schneckenspirale aufgewunden, während die letzten vier Windungen annähernd den gleichen Windungsdurchmesser haben und auf diese Weise eine Art Hohlzylinder bilden. Der Querschnitt des einzelnen Umganges ist gerundet dreieckig und hat etwa die Form eines Kreisquadranten, dessen Ecken abgerundet sind; der Querschnitt ist so orientiert, daß der dem Kreisbogen entsprechende Teil des Quadranten nach außen, der von den Radien eingeschlossene rechte Winkel dem Nabelhohlraume zugekehrt ist. Der Nabel ist sehr weit und tief.

Als Speziescharaktere sind die durch die Skulptur gelieferten zu betrachten. Die Skulptur besteht aus Quer- und Längsfurchen, die auf der Außenseite der Windungen kleine, polsterartig erhabene Quadrate begrenzen. Auf der Unterseite der Windung finden sich nur Querfurchen, sodaß hier kein Netzwerk von Linien und auch keine Polster entstehen.

Über die systematische Stellung dieser zierlichen Form läßt sich sicher streiten. Namentlich auch wegen der ähnlichen Skulptur bin ich geneigt, die Gattung *Dihelice* zu den Scalariiden und zwar in die Nähe von *Scoliostoma* zu stellen. Doch wird sich diese systematische Frage erst entscheiden lassen, wenn wir den Mundrand kennen gelernt haben.

An der Schutthalde der Zinkhütte bei Letmathe ist diese Art im Grenzkalk nicht selten, sonst habe ich sie nirgends gefunden.

Macrochilina arculatum SCHLOTH. sp.

HOLZAPFEL. Das obere Mitteldevon. S. 170.

Im Grenzkalk zwei Exemplare, wird nur aus dem oberen Mitteldevon angegeben.

---

[1]) δι = doppelt, zweifach, ελικη = Windung.

Holopella cf. *Sandbergeri* HOLZAPF.
Taf. XXI, Fig. 13.

HOLZAPFEL, Mitteldevon. S. 194, Taf. 16, Fig. 15, 16.

Im Grenzkalk, an der Schutthalde der Zinkhütte, kommt ziemlich häufig eine *Holopella* - Art vor, die mit *H. Sandbergeri* HOLZAPF. ganz gut übereinstimmt, doch nicht sicher bestimmt werden kann, weil an keinem Exemplar die letzte Windung erhalten ist.

Platyceras patelliforme HOLZAPFEL.

HOLZAPFEL, Mitteldevon. S. 180, Taf. 15, Fig. 8, 9.

Im Grenzkalk an der Schutthalde der Zinkhütte und in den Gipfelschiefern im ganzen 3 Exemplare, das eine von der Schutthalde hat einen sehr exentrisehen Wirbel, doch glaube ich es bei der genannten Art lassen zu können.

Platyceras cf. *hainense* MAUR.
Taf. XXI, Fig. 7.

MAURER[1]), Waldgirmes S. 239, Taf. 10, Fig. 16—20.

Das abgebildete Exemplar des Cupressocrinuskalkes kann wohl noch bei der MAURERschen Art gelassen werden, obwohl nicht unwesentliche Abweichungen vorhanden sind.

Das wichtige Embryonalende ist nicht erhalten, im übrigen stimmt die Gestalt wenigstens einigermaßen, doch verengt sich die Schale nach dem Embryonalende zu nicht ganz so schnell als die MAURERschen Abbildungen erkennen lassen, auch ist der Mundrand nicht so ausgebreitet bei der Lenneschieferform. Aber während alle mir bekannten *Platyceras*-Arten rechts gewunden sind, ist das vorliegende Stück links gewunden. Da aber auch bei lebenden Schnecken individuelle Anomalien in der Windungsrichtung vorkommen, glaube ich, daß darauf weiter kein Wert zu legen ist.

Platyceras subsymmetricum n. sp.
Taf. XXII, Fig. 9 a, b, c.

Bei flüchtiger Betrachtung könnte man meinen, einen evoluten *Bellerophon* vor sich zu haben, der einen sehr breiten Schlitz hat. Jedenfalls drängt sich unwillkürlich die Vermutung auf, daß bellerophonartige Formen den Ausgangspunkt für die Reihe der *Platyceras* - Arten bilden, worauf auch unsymmetrische *Bellerophon*-Arten[2]) hindeuten.

---

[1]) Die Fauna der Kalke von Waldgirmes bei Gießen. Abhandl. Großh. Hess. geol. L.-A. **1**. (2), 1885.

[2]) *Bellerophon evolutus* KARL HAUPT, Fauna des Graptolithengesteins. Neues Lausitzer Magazin 1878. **54**. S. 60, t. 3, f. 13.

Die Schale ist mützenförmig, gedrungen, das Embryonalende nicht spiral gewunden, sondern kappenartig. Die Einbuchtung des Vorderrandes liegt ziemlich median, doch findet sich auf der linken Seite der Schale, (in der Abbildung rechts) eine andere noch tiefere Zurückbiegung des Schalenrandes. Auf der anderen Seite der Schale liegen ebenfalls zwei kleine Einbuchtungen, die auf die Oberflächenskulptur von Einfluß sind. Diese besteht aus feinen Anwachslinien, die die Einbiegungen des Schalenrandes wiedergeben. In Fig. 9c ist der ganze Verlauf des Schalenrandes, in eine Ebene aufgerollt, dargestellt; man ersieht daraus, daß die Symmetrie der Schale nur eine scheinbare ist.

Conularia acuta F. A. Röm.

1843. F. A. Römer, Versteinerungen des Harzgebirges. S. 36, Taf. 10, Fig. 12, 13.

Im Gipfelschiefer ein Exemplar; sonst kommt die Art im untersten Oberdevon, Kalk von Grund, vor.

Tentaculites mucronatus Maur.

Maurer, Waldgirmes. S. 244, Taf. 10, Fig. 29—31.

Tentaculites gracillimus Sandb.

Sandberger, Nassau. S. 250, Taf. 31, Fig. 14.

Beide Arten sind aus dem Stringocephalenkalk beschrieben worden und kommen hier in den Gipfelschiefern vor.

Orthoceras cf. *urftense* Schlüt.

Schlüter, Verh. Naturh. Vereins f. Rh. u. W. S. 63, Taf. 2, Fig. 1—6.

Zwei schlecht erhaltene Exemplare der Trochitenschiefer und ein Stück des Zwischenschiefers II lassen eine ähnliche Sutur erkennen wie bei der Schlüterschen Art, die in den Quadrigeminumschichten von Urft und Delstern vorkommt. In den Gipfelschiefern findet sich ein anderes *Orthoceras,* von dem kein bestimmbares Exemplar vorliegt.

Bronteus granulatus Goldf.

Goldfuss, Trilobiten[1]) S. 549, Taf. 6, Fig. 2.

Im Grenzkalk und in den Gipfelschiefern fanden sich mehrere Schwanzschilder. In der Eifel soll diese Art auch in den oberen Calceolaschichten vorkommen, auf der rechten Rheinseite scheint sie sich jedoch nur im oberen Mitteldevon zu finden.

---

[1]) Systematische Übersicht der Trilobiten und Beschreibung einiger neuen Arten derselben. N. Jahrb. f. Min. 1843.

Dechenella Verneuili Barr. sp.

Kayser, *Dechenella.*[1]) S. 703, Taf. 27.

In der Selberger Grauwacke, den Trochitenschiefern, Zwischenschiefer II, Grenzkalk und in den Gipfelschiefern fand sich eine ganze Anzahl von Glabellen, freien Wangen und Schwanzschildern, die ich alle als *Dechenella Verneuili* Barr. sp. bestimmt habe. Zwar haben einige Stücke eine sehr breite Glabella (namentlich ein Exemplar aus dem Grenzkalk), und die Rhachis der Schwanzschilder ist oft verhältnismäßig breit, aber ich glaube eher, daß diese Stücke breiten Formen von *D. Verneuili* angehören, als daß solche Stücke *D. verticalis* Burm. sp. zuzurechnen sind. Sämtliche gefundenen freien Wangen zeigen in der hinteren Ecke die für *D. Verneuili* charakteristische dreiseitig-pyramidenförmige Erhebung — auch das oben aus dem Grenzkalk erwähnte Stück mit der breiten Glabella — und in den meisten Fällen den Wangenstachel.

Im Lenneschiefergebiet ist *Dechenella Verneuili* sicher nicht auf das obere Mitteldevon beschränkt, denn ich kenne sie auch aus dem Liegenden der Selberger Rotschiefer.

Cheirurus sp.?

Taf. XXII, Fig. 11.

Im Grüne-Kalk fand sich die abgebildete merkwürdige Glabella, über deren systematische Stellung ich mir nicht klar bin. Da der Verlauf der Gesichtsnaht und vor allem die Lage der Augen nicht sicher festgestellt werden können, läßt sich jetzt noch nichts Bestimmtes über die Gattung sagen. Am meisten Ähnlichkeit hat die Glabella noch mit *Cheirurus.* Es scheint eine neue Art vorzuliegen.

Es sind drei Seitenfurchen vorhanden, von denen die beiden hintersten sich auf der Mitte der Glabella mit den Furchen der Gegenseite vereinigen, während die vorderste nur eine Länge von $^1/_3$ der Breite der Glabella hat. Dort wo die zweite Seitenfurche mit der Glabellarfurche zusammenstößt, erhebt sich aus dem Grunde eine flache, dreieckige Erhöhung. Das ganze Fragment ist mit größeren und kleineren Tuberkeln bedeckt.

---

[1]) Dechenella, eine devonische Gruppe der Gattung Phillipsia Diese Zeitschr. **32**. 1880.

Fossilienliste des obersten Lenneschiefers von Letmathe.

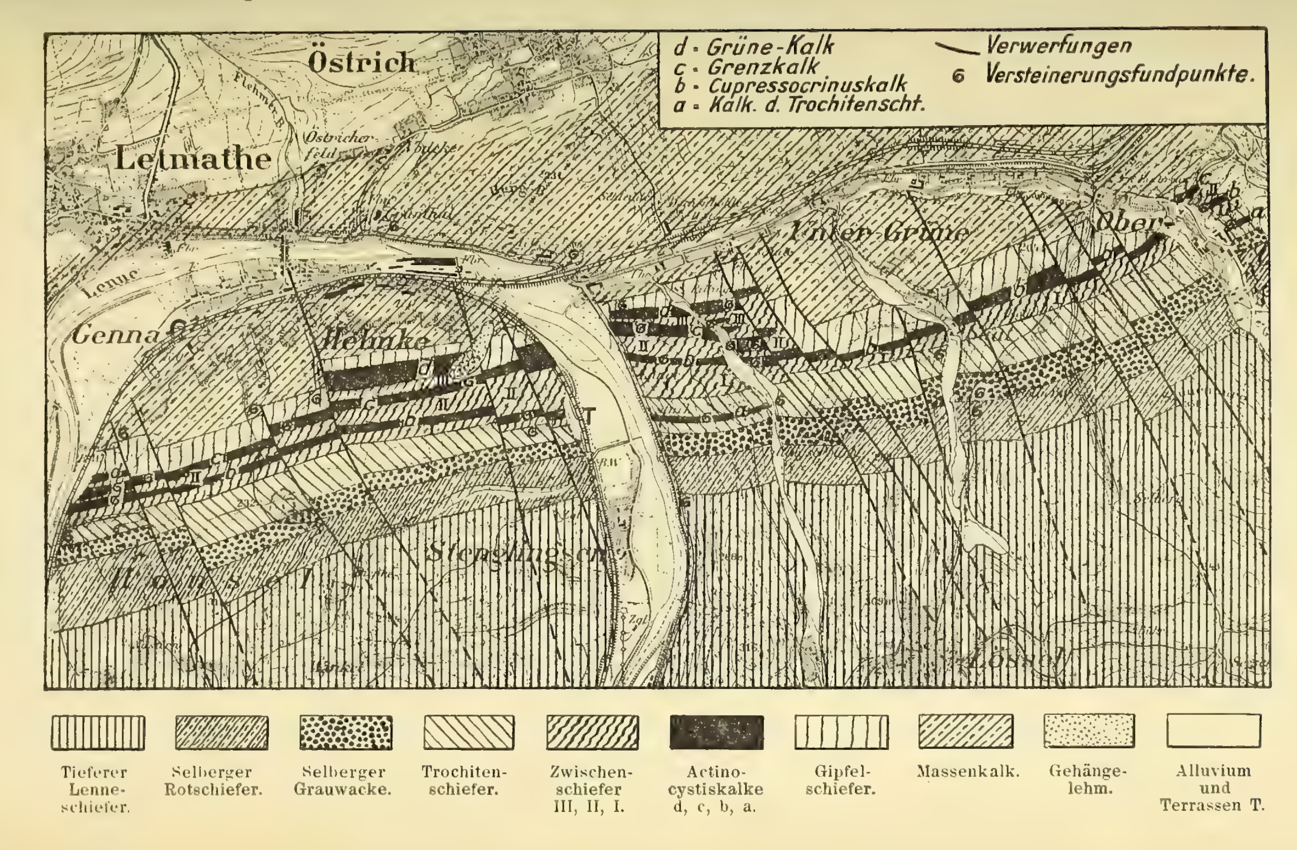
Leitformen des oberen Mitteldevons.

	Gipfelschiefer	Grüne-Kalk	Zwischen-schiefer III	Grenzkalk	Zwischen-schiefer II	Cupressocrinus-kalk	Zwischen-schiefer I	Trochiten-schiefer	Selberger Grauwacke
1. *Amphipora ramosa*	.	+	.	+	.	+	.	.	.
2. *Amplexus* cf. *hercynicus*	.	.	.	.	.	+	.	.	.
3. *Aviculopecten Oceani*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
4. *Bellerophon lineatus*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
5. *Bronteus granulatus*	+	.	.	+	.	.	.	.	.
6. *Cardiola* cf. *subconcentrica*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
7. *Chonetes crenulata*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
8. *Conularia acuta*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
9. *Cyathophylloides rhenanum*	.	.	.	+	.	+	.	.	.
10. *Cyathophyllum caespitosum* var. *breviseptata*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
11. *Cyathophyllum heterophyllum*	+	.	.	+	.	.	.	.	.
12. „ *quadrigeminum*	.	+	.	+	.	.	.	.	.
13. *Euomphalus annulatus*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
14. *Holopella* cf. *Sandbergeri*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
15. *Macrochilina arculatum*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
16. *Megalodus abbreviatus*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
17. *Myalina fimbriata*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
18. *Platyceras patelliforme*	+	.	.	+	.	.	.	.	.
19. *Pleurotomaria Orbignyi*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
20. *Rhynchonella acuminata*	.	.	.	+	.	?	.	.	.
21. „ *pentagona*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
22. „ *subcordiformis*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
23. *Spirifer asinus*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
24. „ *hians*	.	.	.	+	.	?	.	.	.
25. „ *inflatus*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
26. „ *mediotextus*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
27. *Spongophyllum buechelense*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
28. „ *vermiculare*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
29. „ „ var. *praecursor*	.	.	.	.	.	+	.	+	.
30. *Stringocephalus Burtini*	.	.	.	+	.	+	.	.	+
31. *Tentaculites gracillimus*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
32. „ *mucronatus*	+	.	.	.	.	.	.	.	.

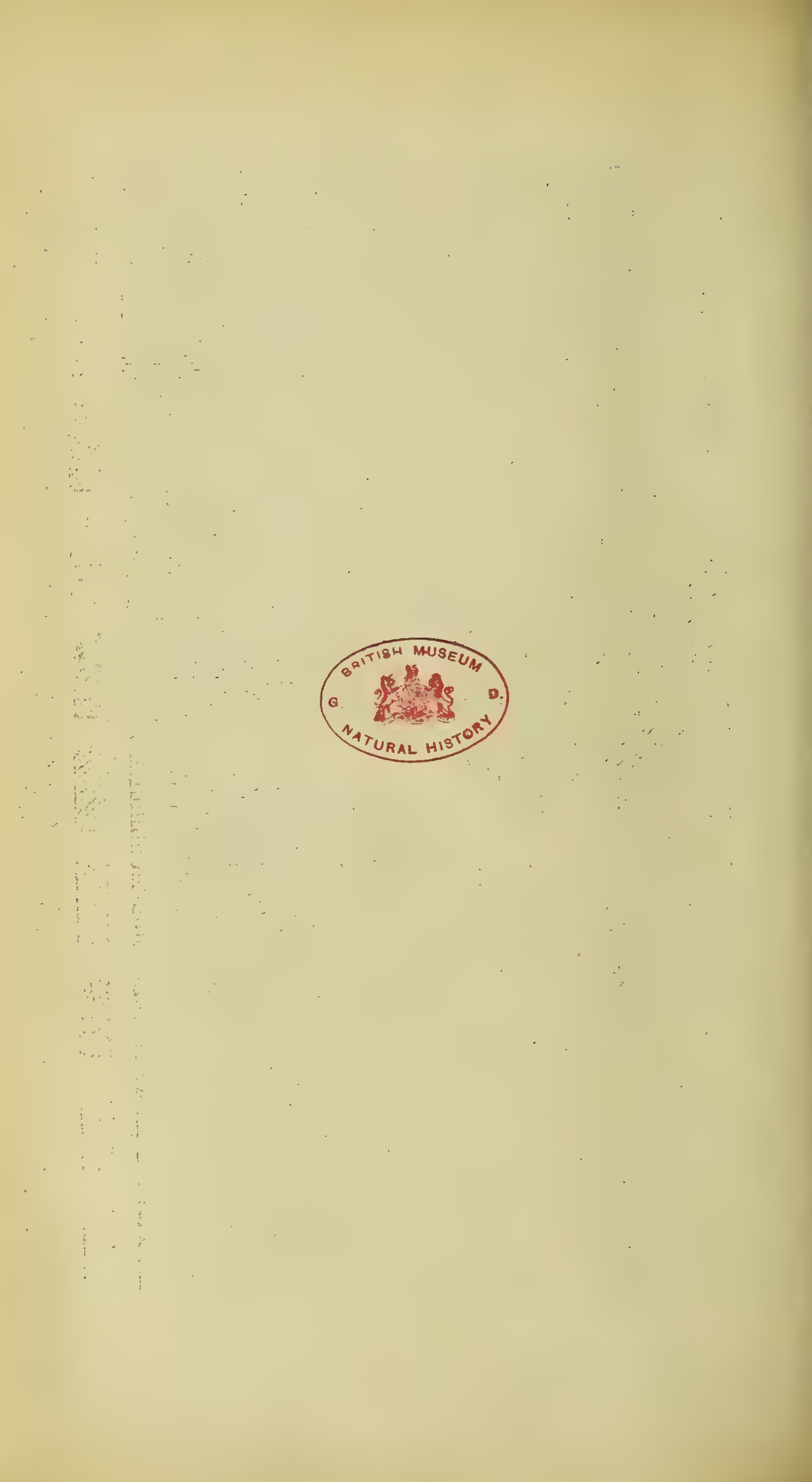
	Gipfelschiefer	Grüne-Kalk	Zwischenschiefer III	Grenzkalk	Zwischenschiefer II	Cupressocrinuskalk	Zwischenschiefer I	Trochitenschiefer	Selberger Grauwacke Aviculabänke
Leitformen des unteren Mitteldevons.									
33. *Actinocystis cylindrica* . . .	+	.	.	.	.	.	.	.	.
34. *Cyathophyllum torquatum* . .	.	.	.	.	.	+	.	+	.
35. *Cypricardella Pandora* . . .	.	.	.	.	?	.	.	.	+
36. *Goniophora* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
37. *Grammysia Denckmanni* . .	.	.	.	.	.	.	.	.	+
38. *Leptodesma transversa* . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	+
39. *Retzia prominula*.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
40. *Rhenocrinus Minae*	.	.	.	.	+?	.	.	+	.
41. *Rhynchonella aptycta* . . .	.	.	.	+	.	.	.	.	.
42. „ *parallelepipeda*. .	.	.	.	.	.	+	.	.	.
43. *Sphenotus longissimus* . . .	.	.	.	.	?	.	.	+	.
44. *Spirifer subcuspidatus* . . .	.	.	.	.	.	.	.	+	.
45. „ cf. *subcuspidatus* var. *alata*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Nicht leitende Formen.									
46. *Actinocystis annulifera* . . .	+	.	.	.	.	.	.	.	.
47. „ cf. *annulifera* . .	+	.	.	.	.	.	.	+?	.
48. „ cf. *Looghensis* . .	+	.	.	.	.	.	.	.	.
49. *Actinostroma clathratum* . .	.	.	.	.	.	+	.	.	.
50. „ *stellulatum* . .	.	.	.	+	.	+	.	.	.
51. „ *verrucosum* . .	.	+	.	.	.	+	.	.	.
52. *Athyris concentrica*	+	.	.	+	.	.	.	+	+
53. *Atrypa aspera*	+	+	.	+	.	+	.	+	.
54. „ *desquamata*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
55. *Aulopora repens*	.	.	.	+	.	+	.	.	.
56. *Avicula fenestrata* , . . .	+	.	.	.	.	.	.	+	+
57. „ *reticulata*	+	.	.	.	+	.	.	+	+
58. *Aviculopecten* cf. *Cleon*.. . .	+	.	.	.	.	.	.	.	.
59. „ *pusillus* . . .	+	.	.	.	.	.	.	+	.
60. „ *radiatus* . . .	+	.	.	.	+	.	.	+	+
61. „ *tener*	.	.	.	.	.	.	.	.	+
62. *Bellerophon rudicostatus* . .	+	.	.	.	.	.	.	+	.
63. *Calceola sandalina*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
64. *Camarophoria brachyptycta* . .	.	.	.	+	.	.	.	.	.
65. *Cheirurus* sp.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
66. *Coelocentrus* cf. *Leonhardi* . .	+	.	.	.	.	.	.	.	.
67. *Conocardium* sp.	.	.	.	.	.	.	.	+	.

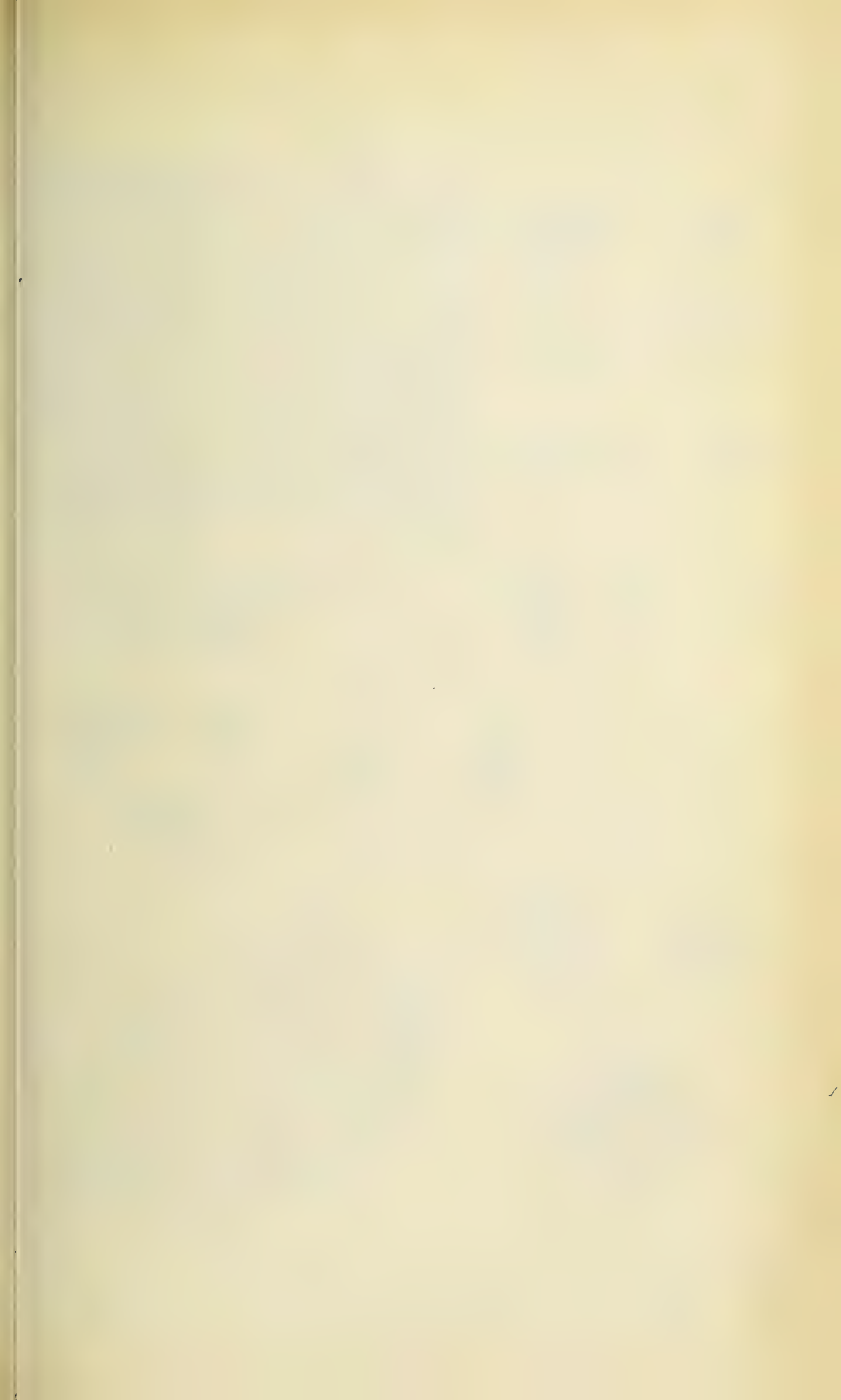
Nicht leitende Formen.

	Gipfelschiefer	Grüne-Kalk	Zwischen-schiefer III	Grenzkalk	Zwischen-schiefer II	Cupressocrinus-kalk	Zwischen-schiefer I	Trochiten-schiefer	Selberger Grauwacke
68. *Cupressocrinus* sp.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
69. *Cyathophyllum caespitosum*	+	.	.	+	.	+	.	+	.
70. „ *ceratites*	+	.	.	+	.	+	.	+	.
71. *Cyrtina heteroclita*	+	.	.	+	.	.	.	+	.
72. *Cystiphyllum* cf. *cristatum*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
73. „ *pseudoseptatum*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
74. „ *vesiculosum*	+	+	.	.	.	.	.	+	.
75. *Dechenella Verneuili*	+	.	.	+	.	.	.	+	+
76. *Dihelice Dathei*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
77. *Grammysia* sp. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
78. *Hermatostroma Schlüteri*	.	.	.	.	.	+	.	.	.
79. *Idiostroma* sp.	.	.	.	+	.	+	.	.	.
80. *Kunthia crateriformis*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
81. *Leptodesma Rogeri*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
82. *Leptodomus* cf. *Heinersdorffi*	.	.	.	.	.	.	.	.	+
83. *Merista plebeja*	.	+	.	+	.	.	.	.	.
84. *Modiomorpha westfalica*	+	.	.	.	.	.	.	+	.
85. *Myalina letmathensis*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
86. *Octacium rhenanum*	+	.	.	.	.	.	.	+	.
87. *Orthoceras* cf. *urftense*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
88. „ sp.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
89. *Paracyclas proavia*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
90. „ *rugosa*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
91. *Pentamerus galeatus*	+	.	.	+	.	.	.	.	.
92. *Platyceras* cf. *hainense*	.	.	.	.	.	+	.	.	.
93. „ *subsymmetricum*	.	+	.	.	.	.	.	.	.
94. *Reptaria Orthoceratum*	+	.	.	.	.	.	.	.	.
95. *Rhipidocrinus perloricatus*	,	+?	.	+	.	.	.	.	.
96. *Spirifer undiferus*	.	+	.	+	.	+	.	+	.
97. *Spirorbis omphalodes*	.	.	.	+	.	+	.	.	.
98. *Spongophyllum acanthicum*	.	.	.	.	.	+	.	.	.
99. *Stachyodes verticillata*	.	+	.	+	.	+	.	.	.
100. *Streptorhynchus umbraculum*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
101. „ „ var.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
102. *Stromatoporella damnoniensis*	.	.	.	.	.	.	.	+	.
103. „ *socialis*	.	.	.	+	.	.	.	.	.
104. *Strophalosia productoides*	+	.	.	.	.	.	.	+	.
105. *Tiaraconcha* sp.	.	.	.	.	+	.	.	.	.



J. F. Starcke, Berlin W.


BRITISH MUSEUM
G. D.
NATURAL HISTORY



Erklärung der Tafel XXI.

Fig. 1 und 2. *Rhenocrinus Minae* n. g. n. sp. $^2/_1$. Trochitenschiefer.

Fig. 1. Kelch und Arme.

Fig. 2. Stiel, Kelch von der Analseite und Armreste. Nach Guttaperchaabdrücken.

Fig. 3. *Spirifer asinus* n. sp. Grenzkalk a. Ansicht d. kleinen Klappe, b. Schloßansicht, c. Seitenansicht, d. Stirnansicht.

Fig. 4. *Rhynchonella parallelepipeda* BRONN. Cupressocrinuskalk a. Stirnansicht, b. Große Klappe.

Fig. 5 und 6. *Rhynchonella subcordiformis* SCHNUR. Grenzkalk a. Stirnansicht, b. Große Klappe.

Fig. 7. *Spirifer* cf. *subcuspidatus var. alata* KAYS. Trochitenschiefer. Kleine Klappe.

Fig. 8 und 9. *Aviculopecten pusillus* n. sp. Zwei linke Klappen.

Fig. 8. Steinkern der Trochitenschiefer.

Fig. 9. Schalenexemplar der Gipfelschiefer.

Fig. 10. *Leptodesma transversa* n. sp. Skulptursteinkern der Aviculabänke.

Fig. 11. *Dihelice Dathei* n. g. n. sp. Grenzkalk. a. Gesamtansicht, b. Teil des letzten Umgangs von unten.

Fig. 12. *Euomphalus annulatus* PHILL. Grenzkalk. a. Oberseite, b. medianer Querschnitt.

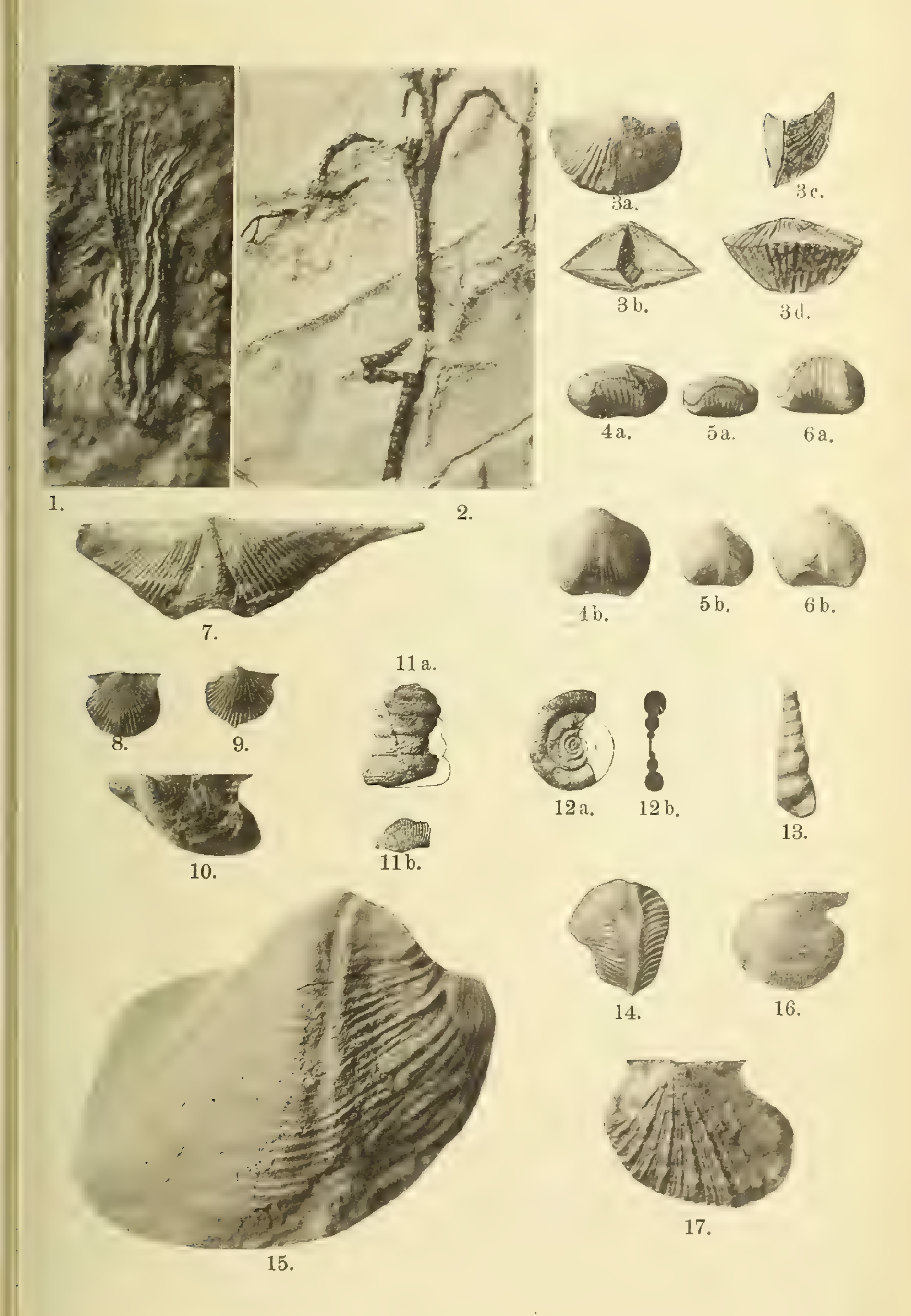
Fig. 13. *Holopella* cf. *Sandbergeri* HOLZAPF. Grenzkalk.

Fig. 14. *Bellerophon rudicostatus* KOKEN. Gipfelschiefer.

Fig. 15. *Grammysia Denckmanni* n. sp. Skulptursteinkern der Selberger-Grauwacke.

Fig. 16. *Aviculopecten tener* n. sp. Aviculabänke. Nach einem Wachsabdruck.

Fig. 17. *Aviculopecten radiatus* GOLDF. sp. Aviculabänke. Nach einem Wachsabdruck.



Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart


BRITISH MUSEUM
NATURAL HISTORY



Erklärung der Tafel XXII.

Fig. 1. *Sphenotus longissimus* n. sp. Kalk der Trochitenschiefer. Nach einem Wachsabdruck rekonstruiert.

Fig. 2 und 3. *Cypricardella Pandora* n. sp. Aviculabänke.
Fig. 2. Skulpturensteinkern.
Fig. 3a. Steinkern, 3b Wachsabdruck des Schlosses dieses Steinkerns.

Fig. 4. *Grammysia Denckmanni* n. sp. Selberger Grauwacke. Ansicht von der Schloßseite.

Fig. 5. *Rhipidocrinus perloricatus* n. sp. Grenzkalk. a. Gesamtansicht des Kelchfragmentes, b. dessen Kelchanalyse.

Fig. 6. *Coelocentrus* cf. *Leonhardi* D'ARCH. u. VERN. Gipfelschiefer. Letzter Umgang und Querschnitt des Umganges.

Fig. 7. *Platyceras* cf. *hainense* MAUR. Cupressocrinuskalk. Links gewundenes Exemplar.

Fig. 8. *Cupressocrinus* sp. Cupressocrinuskalk. Querschnitt eines Stielglieds.

Fig. 9. *Platyceras subsymmetricum* n. sp. $^2/_1$. Grüne-Kalk. a. Schale von vorn, b. von der Seite, c. Schalenrand in eine Ebene aufgerollt.

Fig. 10. *Myalina letmathensis* n. sp. Gipfelschiefer. Steinkern.

Fig. 11. *Cheirurus* sp. ? Grüne-Kalk. Glabella.

Fig. 12. *Modiomorpha pallida* n. sp. Aviculabänke. Steinkern.

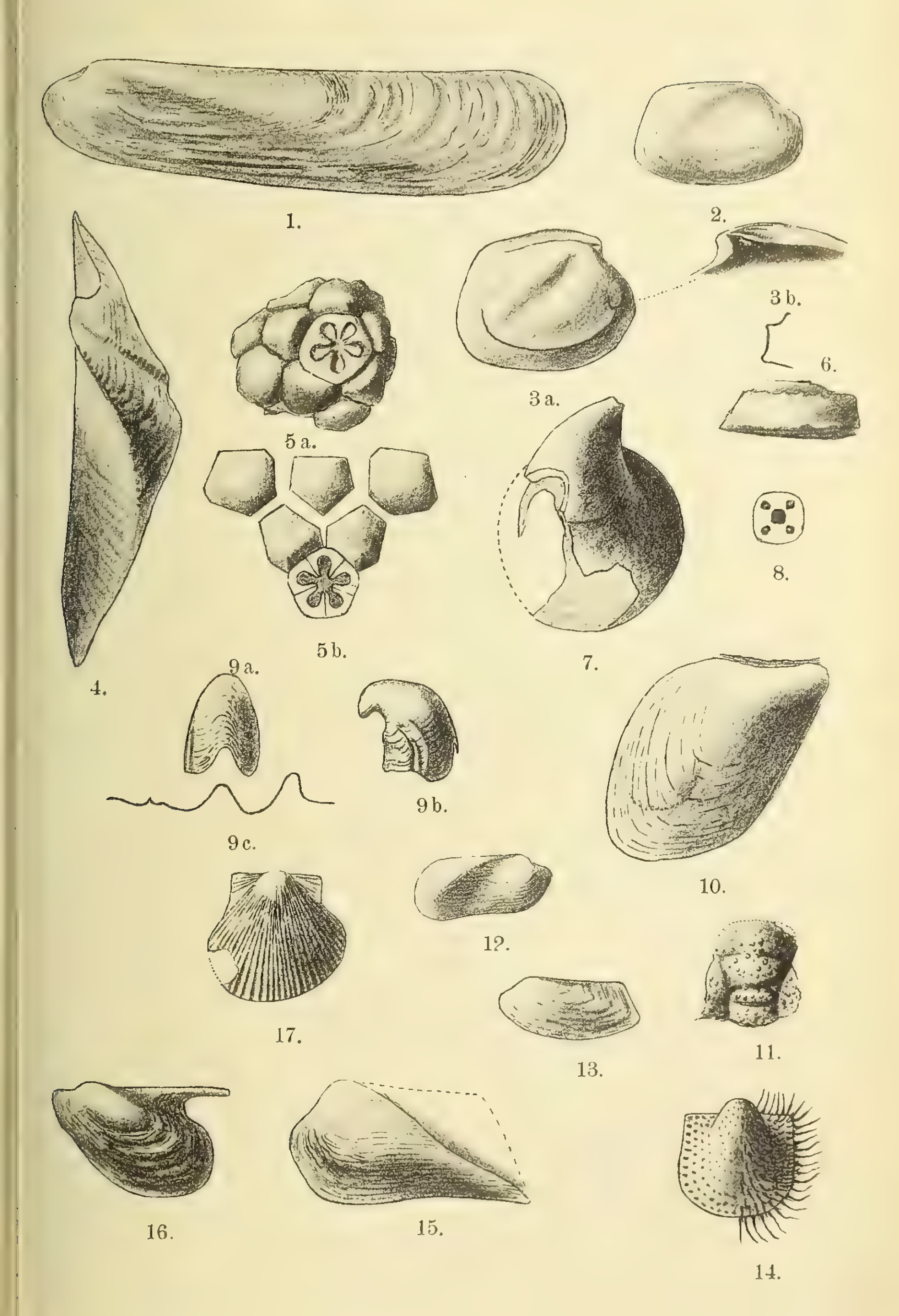
Fig. 13. *Leptodomus* cf. *Heinersdorffi* BEUSH. Aviculabänke. Steinkern.

Fig. 14. *Strophalosia productoides* MURCH. Trochitenschiefer. Große Klappe, links in Steinkernerhaltung, rechts mit rekonstruierter Schalenoberfläche.

Fig. 15. *Goniophora* n. sp. Aviculabänke.

Fig. 16. *Leptodesma Rogeri* HALL. $^2/_1$. Trochitenschiefer. Berliner Museum f. Naturkunde.

Fig. 17. *Aviculopecten Oceani* GOLDF. $^2/_1$. Gipfelschiefer. Steinkern.



Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co. Stuttgart


BRITISH MUSEUM
G
D.
NATURAL HISTORY

11. Laken als Bildner von Erzlagerstätten.

Von Herrn Ochsenius in Marburg.

Die Abhandlung F. Hornungs: „Ursprung und Alter des Schwerspates und der Erze im Harze" in Bd. 57 dieser Zeitschr. S. 291—360 veranlaßt mich zu folgender Ausführung.

Der 29. Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft trug ich am 8. August 1881 die Überzeugung vor, daß die meisten Erzlagerstätten in unsern marinen Sedimentgesteinen auf Wirkung von salinischen Lösungen, die die Erzpartikel erbrachten, zurückzuführen sei.

Dazu gehörte jedoch der tatsächliche Beweis, das konzentrierte Salzlaken imstande seien, die Erzpartikel zu lösen.

Ich hatte damals schon, am 24. Mai 1880, Proben von fein gepulvertem Kupferkies und Kupferglanz angesetzt mit einer Lösung von 2,59 Chlornatrium, 3,16 Chlormagnesium, 1,85 Magnesiumsulfat, 0,53 Chlorkalium und 0,33 Beomnatrium, d. h. mit einer Flüssigkeit, die der Zusammensetzung von Mutterlaugen entspricht, die bei gewöhnlicher Temperatur kein Wasser mehr verdunsten lassen. Die offenen Gläser blieben sich selbst überlassen, ihr Inhalt ließ jedoch Anfangs August 1881 noch keine Chlorkupferfärbung erkennen.

Ganz anders aber im Juni 1904, also nach 24 Jahren. Wilhelm Noack untersuchte im hiesigen Marburger pharmazeutischen Institut den Inhalt der beiden Gläser und fand, daß auf 0,0572 Kalium, 0,07 Kupfer beim Kupferkies und auf 0,0435 Kalium 0,054 Kupfer in Lösung gegangen waren beim Kupferglanz.

Daraus ergibt sich, daß das Chlorkalium bezw. dessen Kalium den ganzen Kupfergehalt (genauer $\left(\frac{3400}{3481}\right)$ aus dem Kupferkies, der, wenn chemisch rein, 34,81 Prozent davon enthält, gezogen hatte. Überraschenderweise gelangt man bei der einfachen Berechnung der Wirkung auf den Kupferglanz, der doch über das doppelte an Schwefelkupfer enthält, wie der Kupferkies (79,9 gegen 34,81 Prozent) zu fast derselben Zahl.

Es ergibt sich nämlich, daß beim Kupferkies 53 Chlorkalium 34 Kupfer aus ihm lösen, d. h. alles; denn schwerlich

wird der verwendete Kupferkies chemisch rein mit 34,81 Prozent Cu gewesen sein; beim Kupferglanz, der bei vollkommener Reinheit 79,9 Prozent Kupfer enthält, lösen 53 Chlorkalium fast genau nur dieselbe Menge, d. h. 34,5 Kupfer.

Danach scheint die Kalimenge den Hauptaktionsfaktor bei dem Angriff auf die Sulfide des Kupfers zu bilden. Nachdem auch die entsprechende Menge von Knpfersulfid aus dem Kupferglanz zersetzt war, hörte die Wirkung auf.

Für wichtig halte ich in dem vorstehend erwähnten die Dauer des Versuchs. Schwerlich wird sich Schwefelkupfer in einer konzentrierten Chlorkaliumsolution so rasch lösen, daß alsbald eine Laboratoriumsreaktion eintritt. Jedenfalls ist hier der Beweis erbraeht, daß Mutterlaugen imstande sind, mit der Zeit auskristallisierte in einfachem Wasser unlösliche Sulfilde von Erzen — im vorliegenden Falle Kupfererze — zu lösen d. h. in transportable Form überzuführen, wobei dem Kalium eine hervorragende Rolle zugefallen zu sein scheint. Nachdem sich seine Quantität am Kupferglanze gesättigt hatte, nahm sie kein weiteres Kupfer auf.

Anders scheint es bei seinem Bleiglanzpulver hergegangen zu sein. Da zeigte die Salzlösung, die doch gleich lange Zeit zur Einwirkung gehabt hatte, keine Bleireaktion.

Ein Gefäß mit zerriebener durchsichtiger gelber Zinkblende aus Nordspanien verunglückte leider vor der Untersuchung des Inhaltes.

Da G. Heusler auf Grund umfassendster Studien an Erzen und Erzbegleitern in Sammlungen und Ausstellungen aller bekannten Länder ganz besonders betont hat, daß als erste Erzbringer die Eruptivgesteine mit ihren Tuffmassen ausschließlich fungiert haben und daß die Erzlagerstätten in Sedimentgesteinen von diesen stammen, so ist ein Beitrag zur Lösung der Frage wie? gewiß dankenswert, mag er auch noch so lückenhaft sein.

Aus Süßwasserformationen citiere ich hier, abgesehen von jungen Karbonaten, kristalisierten Quarz in den sog. Kristallkellern und fossilien Kohlen, Schwefel- und Wasserkies in letzteren.

Als greifbare Bildungen aus einfachem Meerwasser erwähne ich die kristallisierten Silikate der Dampferschlacken und die oxydischen Manganerze, die in Knollen am Grunde der Tiefsee liegen mit eingeschlossenen Haifischzähnen lebender Arten Schwefelkies in Kristallen aus der Mischung von gewöhnlichem Seewasser mit städtischer Jauche; alles sehr jung. Dolomit bildet sich aber nicht durch lange Berührung von Calciumkarbonat mit simpelem Ozeanwasser; das zeigt sich an den Kreide- und Kalkfelsen des Strandes; die bleiben, was sie sind; trotzdem

Chlormagnesium sogar die Cellulose zu korrodieren imstande ist, läßt es das Calciumkarbonat der Strandfelsen unbehelligt. [1])

Konzentierte Salzlaken enthalten u. a. Quarzkristalle, nicht nur mikroskopische im Carnallit, sondern auch 1 cm lange isolierte in den Mayo Saltworks in Ostindien, Schwefelkieskristallgruppen von Kiloschwere im Kieserit von Donglashall.

Da taucht die bislang unbeantwortet gebliebene Frage auf: „Wie können sich die doch gewiß außerordentlich zerstreut im Salzwasserbrei oder Kohlenmagma vorhandenen gleichartigen Partikeln derselben Substanz so lange schwebend in ihrer spezifisch viel leichteren Umgebung halten und zu einem gegebenen Zeitpunkt blitzartig vereinigen?"

Die Manganknollen tun es am tiefen Meeresgrunde, wo Zeit nichts kostet, vielleicht wohl langsam, die Schwefelkiesgruppierungen in halb oder ganz flüssiger Umgebung annehmbar in kürzesten Tempo vor oder bei dem Festwerden der salzigen oder kohligen Substanzen.

---

[1]) Hier sei mir eine Zwischenbemerkung erlaubt. Die Geologie greift heutzutage mehr und mehr in unser Erwerbsleben ein und liefert Anhaltspunkte für weit tragende Direktiven. So war es auch bei der Entscheidung über die Goldwährung. Bekanntlich sagte E. v. SUESS: „Gold ist in zu geringer Menge vorhanden, um als dauernder Wertmesser fungieren zu können, und die Goldlagerstätten der Erdrinde sind erschöpft". Ich bestritt dieses Argument mit dem Hinweis auf den Gold- und Silbergehalt des einfachen Meerwassers. Das hat im Allgemeinen 6 mg Gold und 19 mg Silber in der Tonne. Der Ozean, der 73 Prozent der Erdoberfläche einnimmt, hat also diese beiden Metalle, angenommen vorerst sie seien gleichlöslich in Salzwasser, im selben Verhältnis gelöst, wie sie in der äußersten Erdrinde vertreten sind. Da nun ein Vergleich der vorhandenen Mengen von Gold und Silber erweist, daß noch viel Gold fehlt, um auf das Verhältnis von 1 : 3 zu gelangen, müßten noch Goldterrains in Masse aufgefunden werden. So war's. Australien und Alaska mit Klondyke traten in die Reihe riesiger Goldproduzenten. Jedes noch geologisch weiß gebliebene Territorium kann goldführend sein, und auch andere nur bereiste Gegenden können und werden sich oft als reich erweisen, wenn sie gründlich mit dem nötigen Aufwand von Zeit, Geld und Wissen untersucht werden; denn Gold ist viel schwerer löslich in Salzwasser als Silber, seine in Lösung befindliche Menge entspricht also nicht dem Verhältnis von 1 : 3, sondern vielleicht dem von 0,1 : 3. Wir ziehen heute aus Kiesrückständen ein Millionstel Gold mit Vorteil, d. h. in Gegenden, wo hochgradige Intelligenz und hochentwickelte Industrie heimisch sind, und noch gibt es sehr viele Landstriche, die von der Zivilisation noch nicht ihres Goldgehaltes soweit beraubt wurden, daß die beiden eben genannten Bedingungen da beim successiven Eindringen einen Fehlbetrag zu verzeichnen haben würden. Die Geologie sagt: „Es muß noch viel Gold zu finden sein" und sie wird Recht behalten. Nach ihr hat der Bimetalismus keine Berechtigung.

Der Sole im Lautenthaler Werk am Harz ist schon öfters gedacht worden. Am goldenen Rosenschacht im 7. Lauf gegen den Geisterschacht des auf Kupfer und Silber bauenden Tiefbaues am Rösnerbühl nächst Kitzenbühl in Tyrol fand sich Sole, die noch 1631 auf Salz versotten wurde.

Durch den oberschlesischen Muschelkalk zieht sich (wenn ich mich recht entsinne) eine Linie, auf deren einer Seite der Muschelkalk delomitisiert und erzführend, auf deren anderer er dagegen unverändert und erzleer ist.

Mutterlaugen müssen die Erzpartikel angebracht und in den von ihnen erreichbaren Partien des Muschelkalk deponiert haben. Steinsalzlager in der Nachbarschaft, welche als Nebenprodukte Mutterlaugen lieferten, fehlen da nicht.

Auch für die Aufeinanderfolge von Erz-Generationen in derselben Lagerstätte ist die Art und Weise der Zustandekommens damit erklärt. Laken nehmen Mineralien auf und setzen sie in größerer oder geringerer Entfernung wieder ab, nicht immer nur einmal, sondern unter Umständen mehreremal.

Kurz, wir müssen die Halurgometamorphose als einen ganz eminenten Faktor bei dem Umformen und Transpart von mineralischen Substanzen in der gesamten Sendimentärgeologie betrachten. Dem Salinismus in dieser fällt eine viel größere Rolle zu als bislang angenommen.

Nun am Salz der Erde fehlt es uns nicht mehr in Deutschland, seitdem wir wissen, daß ein früherer norddeutscher Zechsteinbusen, so groß wie das heutige adriatische Meer, $\pm$ 1000 m pures Steinsalz unten birgt.

findet sich in bis zu faustgroßen Klumpen im Sande in der Litoralzone Groß-Namalandes, weniger häufig in Hereroland, die Klumpen werden gesammelt von den Buschmännern der Litoralzone, oder sagen wir lieber von den auf die Kulturstufe der Buschmänner heruntergesunkenen Hottentotten der Litoralzone, die aus dem Wachs wohlriechende, kirschengroße Perlen formen, die aneinandergereiht als Hals-, Bein- und Armschmuck dienen. Die zwei oder drei *Sarcocaulon*-Arten Deutsch-Südwestafrikas sind im Litoralgebiet bis in die Euphorbienzone[1]) hinein sehr häufig."

Bei dem chemisch sehr resistenten Wachsharz-Material soll der Boden in der Wüste stellenweise davon bedeckt sein.

Diese Tatsache und das erwähnte Wachsharz-Material aus dem Wito-Lande ist vielleicht geeignet die Entstehung des tertiären Pyropissits (von griech. pyr = Feuer und pissa = Harz) (= Wachskohle, reine Schweelkohle, gelegentlich auch weiße Kohle[2]), gelbe Braunkohle[3]) und sogar Bergtalg[4]) genannt) aufzuklären, das früher im Braunkohlen-Revier von Zeitz-Weißenfels in der Provinz Sachsen abgebaut jetzt freilich nur noch in Sammlungen vorhanden oder ganz gelegentlich noch fossil auftretend doch ein besonderes Interesse verdient. Den Lagerungs-Verhältnissen nach könnte der tertiäre Pyropissit eine Strand- oder Ufer-Drift sein, jedenfalls ist es dasselbe ursprüngliche Pflanzenmaterial, das in dem genannten Revier sonst die Braunkohle gebildet hat, jedoch mit dem Unterschied, daß das Pyropissit-Material dem Verwesungs-Prozeß ausgesetzt, also jedenfalls wenigstens von Bedingungen beeinflußt war, wie sie die Stranddrift-Materialien vorfinden. Auch bei autochthonen im Trocknen wachsenden Pflanzen ist das der Fall: es wird in beiden Fällen bei genügendem Luftzutritt alles verwesen und nur unter besonderen Umständen etwas zurückbleiben können, wenn nämlich unter anderen auch sehr schwer zersetzbare Substanzen vorhanden sind wie das Wachsharz, das dann als Stranddrift oder autochthon wie in den Wüsten-Gebieten Deutsch-Süd-West-Afrikas zurückbleibt.

Das nächstliegende ist für die Braunkohle des Zeitz-Weißenfelser Reviers autochthone Entstehung anzunehmen und es ist darauf hinzuweisen, daß sich gelegentlich durch Vorhandensein eines Röhrichtbodens (mit senkrecht zu den Schichtungsflächen verlaufenden Wurzeln) unter Kohlenlagern dieses Revieres die

[1]) Viele *Euphorbia*-Arten führen einen ebenfalls zu einem harzähnlichen Produkt werdenden Milchsaft.

[2]) DECHEN, 1873, S. 467.

[3]) FRÜH, Jahrb. k. k. geol. R.-A. 1885, S. 719.

[4]) A. WACKENRODER: Über eine besondere Art erdiger Braunkohle und das darin enthaltene wachsartige Fett. Arch. d. Pharm. Hannover. 1849. S. 15.

Autochthonie beweisen läßt; inwieweit nun daneben auch Allochthonie vorkommt wäre an Ort und Stelle zu untersuchen.

Wenn die Pyropissit führenden Braunkohlenlager während ihrer Entstehung gelegentlich trocken liegende Partieen aufwiesen, so mußte die Verwesung Platz greifen und es konnte dann bei entsprechender Zusammensetzung der Flora ein Wachsharz zurückbleiben und die in Rede stehende Flora enthält in der Tat solche Elemente. Für diese Auffassung spricht das allmähliche Übergehen des hellgelben bis fast weißen Pyropissits, durch die jetzt nach dem Abbau des Pyropissits verschweelte „Schweelkohle" zur sogenannten „Feuerkohle", die eine erdige (schwarzbraune) Braunkohle ist. In den beiden letztgenannten Sorten kommen gelegentlich mehr oder minder reichlich verteilte Harzstückchen vor, daher auch der Name Harzkohle.

Auch bei rezenten Torfen kann man eine Anreicherung von harzigen Teilen beobachten, wo er Verwesungsbedingungen ausgesetzt ist. So sagt F. Senft[1]), daß der sich unter dem Einfluß der Luft sersetzende Hochmoortorf „eine pulverige, braunschwarze, viel Wachsharz haltige Humuserde" bilde.

Der Pyropissit ist also aufzufassen als das nach der Verwesung übrig gebliebene Wachsharz der Pflanzen, die unter Vertorfungs- und Fäulnisbildungen die Braunkohle (Feuerkohle) geliefert hat, und zwischen beiden finden sich alle Übergänge wie u. a. das jetzt als „Schweelkohle" abgebaute und verwendete Material.

Die vorgebrachte Hypothese über die Entstehung des foss. Pyropissits steht im Gegensatz zu derjenigen des Prof. von Fritsch in Halle, der eine allochthone Entstehung der in Frage kommenden Braunkohlen annimmt und sich die Pyropissit-Lager durch Separation erklärt. Er sagt: „Es mußte das leichte Harz schwimmen und sich in besonderen Lagen absetzen, während die etwas schwerere, vegetabilische Kohle, die eigentliche Braunkohle, ihre gesonderten Lagen bildete."[2])

Über die Ähnlichkeiten und Unterschiede des tertiären und rezenten Pyropissits und überhaupt Näheres über den Gegenstand wird Herr Bergreferendar Max Heinhold in den Schriften der Kgl. preuß. Geolog. Landesanstalt veröffentlichen. Es ergibt sich durch diese Schrift die Zweckmäßigkeit den fossilen und rezenten Pyropissit auch terminologisch zu unterscheiden; ich

---

[1]) Üb. die Entst. der Braunkohlen, besonders der Schweelkohle (in der Schrift „Der IV. Allgemeine Deutsche Bergmannstag in Halle (Saale) vom 4.—7. Sept. 1890, S. 70 ff.).

[2]) Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen. Leipzig 1862. S. 110.

schlage daher für den rezenten Pyropissit zu Ehren der Herren Brüder CLEMENS und GUSTAV DENHARDT den Namen Denhardtit vor. — Beiden Herren sage ich für die Überlassung von Denhardtit und Herrn Bergassessor MACCO für die Beschaffung von Sarcocaulon-Demonstrations-Material den verbindlichsten Dank!

An der Diskussion beteiligten sich die Herren PHILIPPI, BLANCKENHORN, POTONIÉ, BEYSCHLAG und SOLGER.

Herr **PAUL HERMANN** sprach über: **Die Petrographie der Portlandzementklinkern.**

Gestatten Sie mir, daß ich Sie heute in ein Gebiet führe, das ich kurz die angewandte Mineralogie, beziehentlich Petrographie, oder die Petrographie der Technik benennen will. Wohl jeder von Ihnen kennt den Portlandzement, wie er in der Bautechnik verwandt wird, dieses graue Pulver, welches, mit Wasser angerührt, bald mehr oder weniger schnell erstarrt und schließlich erhärtet. Seit jenen Jahren nun, seit wir von einer Portlandzementindustrie sprechen dürfen, stellte sich immer die Eigentümlichkeit ein, daß der zu verschiedenen Zeiten von derselben Fabrik hergestellte Zement verschieden brauchbar war. Diese Verschiedenheit beruht auf der verschiedenen Behandlungsweise des Rohmaterials.

Das Rohmaterial (Kalksteine und Tone) wird nämlich gemahlen, zu Kugeln oder Ziegeln geformt, je nach dem Ofensystem, sodann gebrannt und zwar bei Temperaturen, die zwischen 1300 bis 1500 ° C. liegen sollen. Bei diesen Temperaturen beginnt das Material zu sintern und wird nunmehr Klinker genannt. Dieses wird nach dem Erkalten abermals gemahlen, in geeigneten Lagerräumen, Silos, ausgebreitet und eine Zeit lang liegen gelassen. Dieses Endprodukt ist der Handelszement.

Es war nun eigentümlich, daß bei gleicher chemischer Zusammensetzung dennoch eine Verschiedenheit des Zementes auftrat, ja daß die Klinkern bereits verschiedene Eigenschaften zeigten.

Man unterscheidet bei den Klinkern Schwach-, Normal- und Überbrandklinker, je nach der Brenntemperatur. Schwachbrände zeigen die Eigentümlichkeit, daß sie beim Abkühlen zerfallen, man nennt diesen Vorgang das Zerrieseln. Zeitweilig glaubte man, diese Erscheinung würde durch die Aufnahme der Luftfeuchtigkeit hervorgerufen; chemische Untersuchungen ergaben aber keinerlei Veränderungen in der Zusammensetzung.

Normalbrände sind meist leicht gesintert und haben ein mattes Aussehen, die Überbrände dagegen zeigen deutlich stellenweise beginnenden Schmelzfluß, im übrigen aber starke Sinterung und auf den Bruchflächen Fettglanz.

Lange Zeit glaubte man, daß die Klinkern homogene Körper seien, und versuchte die Vorgänge, die sich beim Abbinden des Zementpulvers abspielen, auf einen einheitlichen chemischen Prozeß zurückzuführen. Aber alle diese Annahmen erwiesen sich bei ihrer experimentellen Nachprüfung als falsch.

Erst den achtziger Jahren war es vorbehalten, den Grund für dieses Verhalten zu finden, indem man das Mikroskop zu Hilfe nahm.

Dem französischen Ingenieur Le Chatelier verdanken wir die erste derartige Untersuchung, deren Resultate er in seiner Arbeit „Recherches expérimentales sur la constitution des mortiers hydrauliques“ niederlegte.[1])

Er fand, daß der Portlandzementklinker im Dünnschliffe zwei vorherrschende Gemengteile, die ausnahmslos überall gefunden wurden, zeigt:

1. Der Hauptgemengteil bildet farblose Kristalle von schwacher Doppelbrechung und findet sich in vier- und sechsseitigen Schnitten.

2. Zwischen diesen Kristallen findet sich als Füllmasse eine dunkle Substanz, deren Farbe zwischen gelblichrot und grünlichbraun wechselt. Diese Substanz hat höhere Doppelbrechung als vorige, aber keine eigene Kristallbegrenzungen.

Ferner fanden sich 3. folgende zufällige Gemengteile:

a) kristallinische Schnitte, die der Substanz 1 hinsichtlich Form und Größe analog, aber gelblich gefärbt und undurchsichtig sind, sowie feine, unter 60^0 zu einander geneigte Streifen zeigen.

b) Sehr kleine Kristalle von starker Doppelbrechung. Diese Substanz ist immer nur spärlich vorhanden und fehlt häufig vollständig, sie kommt meist nur in ungenügend gebrannten Klinkern vor.

c) Partien, die auf das polarisierte Licht ohne Einfluß sind.

Zu dem letzten Körper gibt Le Chatelier keine weitere Angabe, so daß man nicht weiß, welche Farbe u. s. w. demselben zukommt.

Obgleich diese Arbeit in den Annales des mines erschienen war, fand sie wenig Beachtung und wurde fast gänzlich vergessen. So kam es, daß sich der Verein skandinavischer Portlandzementfabriken an den Petrographen Törnebohm[2]) wandte mit dem Ersuchen, die Klinkern der beiden Fabriken auf Schonen zu untersuchen. Törnebohm hatte sehr ähnliche Resultate er-

---

[1]) Annales des mines (8) **11.** (1887). S. 345—464; auch als Separate erschienen bei Dunod, Paris 1887 und 1904.

[2]) Denkschrift anläßlich des Kongresses für Baumaterialprüfung. Stockholm 1897.

halten wie LE CHATELIER und gab den Komponenten die Namen Alit, Belit, Celit und Felit.

Nach TÖRNEBOHM ist der Alit der Hauptbestandteil der Klinkern. Er zeichnet sich durch seine starke Licht- und sehr schwache Doppelbrechung aus und findet sich im Dünnschliff in sechsseitigen, oft fast isotropen, und breit leistenförmigen, etwas stärker doppelbrechenden Schnitten. Die letzteren zeigen zuweilen eine Spaltbarkeit parallel den Längskanten, welche Richtung auch gleichzeitig die Richtung der kleineren optischen Elastizität ist; auch besitzen sie eine grade Auslöschung parallel dieser Richtung. An einigen dickeren sechsseitigen Schnitten erkannte TÖRNEBOHM deutlich den zweiaxigen Charakter dieses Körpers. Diese Eigenschaften sprechen dafür, daß Alit rhombisch kristallisiert.

Der Belit ist gelblich gefärbt, trübe und nur in rundlichen Körnern anzutreffen. Zuweilen zeigte er eine, manchmal sogar zwei feine Streifungen, letztere stoßen unter variablen Winkeln, je nach der Lage des Schnittes, zusammen. Belit ist zweiaxig und scheint auch dem rhombischen Systeme anzugehören. Die Doppelbrechung ist höher als bei Alit.

Der Celit ist leicht an seinem Pleochroismus zu erkennen, welcher zwischen gelblich-rot und grünlich-braun schwankt. Dieser Körper hat meist eine regellose Gestalt und liegt als Füllmasse zwischen den Kristallen der übrigen Mineralien. Bei einigen schwächer gebrannten Klinkern zeigte er stenglige Absonderung, und zwar ist die Richtung der Längskante die der kleineren optischen Elastizität. Die Auslöschung ist grade, und da Celit deutlich zweiaxig ist, so dürfte er ebenfalls dem rhombischen Systeme angehören.

Der Felit ist farblos und nur in regellosen Körnern zu finden. Einzelne dieser Körner zeigen eine größere Breitenausdehnung und senkrecht dazu eine ausgezeichnete Spaltbarkeit. Die Richtung der Spaltrisse ist die der kleineren optischen Elastizität, die Auslöschung zu dieser Richtung gerade. Felit ist deutlich zweiaxig und mithin auch dem rhombischen Systeme zuzurechnen.

Außer diesen Mineralien fand TÖRNEBOHM einen farblosen, isotropen Körper, der höhere Lichtberechnung als Alit zeigt und verhältnismäßig reichlich auftreten soll. Dieser Körper wurde als Glasrest angesprochen.

Des weiteren glaubte TÖRNEBOHM beobachtet zu haben, daß Belit nnd Felit einander zu vertreten scheinen, indem in Belitarmen Klinkern Felit reichlicher vorhanden sei und umgekehrt.

Ich will an dieser Stelle auf eine nähere Erörterung dieser Erscheinung verzichten und mich mit dem Hinweise auf eine demnächst in den Mitteilungen des Kgl. Materialprüfungsamtes

erscheinende Arbeit begnügen.[1])

In den meisten Punkten decken sich meine Beobachtungen hinsichtlich der Mineralbildungen mit denjenigen der beiden älteren Autoren. Nur das eine vermißte ich bei ihren Arbeiten, die Berücksichtigung der Strukturverhältnisse.

Wie wir zu Anfang gesehen haben, sind die Klinkern zumeist Sinterungsprodukte von bald höherem oder niederem Sinterungsgrad. Es müßten demnach die Strukturverhältnisse Analoga bei den kontaktmetamorphen Gesteinen haben. Diese Annahme fand ich tatsächlich bestätigt, da ich Strukturen beobachten konnte, die den Fleck-, Knoten-, Frucht- und Garbenschiefer-, ja sogar den Hornfelsstrukturen entsprachen, eine Wahrnehmung, durch welche man einerseits sehr wohl in Stand gesetzt wird, die einzelnen Klinkergruppen genau zu unterscheiden, anderseits vielleicht auch noch durch experimentelle Vergleiche dazu gelangen kann, die Brenntemperaturen ungefähr zu schätzen.

Herr **E. Philippi** legte **Muschelkalkfossilien aus Toulon** vor.

Es ist bekannt, daß der Muschelkalk der Provence in mancher Hinsicht dem deutschen nahe steht. Besonders die Umgebung von Toulon hat eine Reihe von Arten geliefert, welche mit solchen des oberen deutschen Muschelkalkes teils ident, teils sehr nahe verwandt sind.

Auch Ceratiten sind bei Toulon nicht gerade selten, doch fanden sie sich bisher, nach einer mir gewordenen Mitteilung, meist in Bruchstücken. Durch den Sammeleifer des Herrn Michalet, z. Z. in Toulon, ist mir nun eine kleine Suite zugegangen, welche auch Ceratiten in einigermaßen vollständigen Exemplaren und in ziemlich guter Erhaltung aufweist.

Unter den mir übersandten Formen befand sich eine, welche mein Interesse besonders erregte. Es war nämlich ein Ceratit, der durch seinen relativ schmalen Rücken, weniger durch die binodose Skulptur, welche nur noch am proximalen Ende der Wohnkammer deutlich erkennbar ist, dem viel besprochenen *Ceratites Tornquisti* E. Phil. = *subnodosus* Tornq. aus dem Vicentin sehr nahe zu stehen scheint. Dabei ist die Sutur dieses Stückes durchaus die der deutschen Nodosen. Es sind dieselben breiten Sättel und Loben, dieselben Auxiliarzäckchen vorhanden, wie sie für die Typen des oberen deutschen Muschelkalkes so bezeichnend sind. Auch die eigentümliche Zusammendrängung

---

[1]) Die Mitteilung der eigenen Resultate mußte auf Wunsch des Kgl. Materialprüfungsamtes mit Rücksicht auf die demnächst erscheinende Arbeit unterlassen werden.

der Lobenlinien am Ende des gekammerten Teiles, wie sie an so vielen deutschen Stücken erkennbar ist, fehlt hier nicht.

Wenn also eine dem Vicentiner *Ceratites Tornquisti* E. Phil. in Skulptur und Windungsquerschnitt nahe stehende Form aus Toulon sicherlich dem Kreise der deutschen Nodosen angehört, so liegt es nahe, dasselbe auch für den Vicentiner Typus selbst anzunehmen. Tornquist würde also „auf dem Umwege über Toulon" Recht behalten. Ganz sicher ist jedoch die Frage auch heute noch nicht zu entscheiden, da die Lobenlinie der Vicentiner Stücke leider nicht vollständig erhalten ist. Immerhin gebe ich mit Vergnügen zu, daß mehr Gründe heute für als gegen Tornquists Annahme sprechen. Doch möchte ich dessen ungeachtet meine Behauptung aufrecht erhalten, daß *Ceratites Tornquisti* mit der ihm ähnlichen deutschen Art *Ceratites Münsteri* (Dien.) E. Phil. nicht identifiziert werden kann.

Eine andere Ceratiten-Art, die mir Herr Michalet aus Toulon sandte, weicht von der eben besprochenen sehr stark ab; sie besitzt einen breiten, schwach gewölbten Rücken und einfache, wahrscheinlich an der Externseite gedornte, starke Rippen. Zweifellos steht sie *Ceratites spinosus* E. Phil. am nächsten. Zwei andere, weniger gut erhaltene Stücke gehören wohl derselben Art an, während ein fünftes Exemplar wohl als *Ceratites evolutus* E. Phil. zu bestimmen ist.

Die gesamte Ceratitenfauna deutet auf ein bestimmtes Niveau hin, nämlich auf die Grenzschichten zwischen unteren und oberen Nodosus-Kalken unmittelbar unter der Cycloides-Bank. *Terebratula* scheint auch bei Toulon in diesem Niveau häufig zu sein, es kommt hier aber nicht die kleine *Terebratula cycloides* vor, sondern eine große Form mit mehr oder minder tiefem, scharf umgrenztem Sinus, welche Mathéron in 5 Arten gespalten hat. Gut erhaltene Exemplare lassen zuweilen eine schöne, radial vom Wirbel ausstrahlende Farbenstreifung erkennen.

Es lagen ferner der Sammlung bei ein gut erhaltenes *Temnocheilus bidorsatum* Schloth. sp., mehrere Exemplare von *Gervilleia socialis* Schloth. sp., zwei *Pecten laevigatus* Schloth. und zwei *Pleuromya elongata* v. Schloth. sp.

Das Gestein ist ein grauer, etwas toniger Kalk, wie er auch im oberen deutschen Muschelkalk vorkommt; verwittert nimmt es eine gelbliche Färbung an und läßt härtere Pünktchen hervortreten, die möglicherweise als Ostracodenschalen zu deuten sind.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Jaekel und Philippi.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
Beyschlag.	J. Böhm.	Philippi.

Briefliche Mitteilungen.

21. Zur Morphologie norddeutscher Binnendünen.

Von Herrn F. W. PAUL LEHMANN.

Stettin, den 1. Juli 1905.

In No. 4 der Monatsberichte äußert Herr FRIEDRICH SOLGER über Entstehung interessanter binnenländischer Dünenformen Ansichten, die von den meinigen in vielen Punkten abweichen. Er sieht in den nach Westen offenen Bogendünen eine Umformung alter Barchane oder Sicheldünen, die in einer Epoche vorherrschender Ostwinde entstanden wären. Die Bogendünen sind weder umgewandelte Barchane, wie sie uns aus Wüstengebieten bekannt sind und wie sie en miniature Baschin am kahlen Strande von Fanö in ihren interessanten Wandlungen gut beobachtet und beschrieben hat, noch entstanden sie in einer jetzt abgeschlossenen postglacialen Epoche vorherrschender Ostwinde, sondern sie sind Anhäufungen, welche die Westwinde auf einem spärlich mit Sandgräsern und Gestrüpp bedeckten Gebiet im Osten von Deflationsflächen oder „Windblößen", wie sie im Volksmunde heißen, aufgehäuft haben. Sie entstehen im kleinen noch heute auf dürren Sandfeldern mit spärlicher Saat und in der Umrahmung kahler Sandflecke in ödem Heideland. Der Wechsel feuchter und trockner Epochen, der ungleiche Stand des Grundwassers, auch die gelegentliche Folge von Bränden und Herdenbetrieb bedingen das Erlöschen und Wiedererwachen der modellierenden Tätigkeit des Windes und erzeugen Schwärme von Bogendünen, wie sie SOLGER auf Seite 182 abgebildet hat. Sie erreichen meistens nur die Höhe von einigen Metern. In Gebieten großer Windblößen kommt es freilich auch zur Bildung gewaltiger Sandwellen bis zu 50 m Mächtigkeit. Der große Eulenberg zwischen Driesen und Birnbaum erreicht 94 m Höhe auf 44 m hohem Sockel. Die Längsachse einer solchen Sandwelle streicht quer zum vorherrschenden Winde, sie kann aber Bogenform und Hufeisenform annehmen, wenn die Flügel in bewachsenem Gelände nachschleppen oder zum Stillstand kommen. Ja, wenn das Mittelstück (aus Mangel an Zufuhr von der bis auf's Grundwasser ausgefegten Windbahn!) hinweggeweht wird oder in See und Moor verschwindet, bleiben zuletzt nur zwei Parallele in der Richtung des herrschenden Windes verlaufende Strichdünen übrig, die sich einzeln auch hinter einem Hindernis in der Windbahn bilden können und in der Richtung des herr-

schenden Windes fortwachsen wie die Sandbank im Strom. Bogendünen sind bis an und in den Westrand von Seen, Mooren und Flußniederungen hineingewandert, aus denen sie schwerlich einst vorherrschender Ostwind als Barchane hinausgejagt hat. Eine eingehende Darlegung dieser Erscheinungen hatte ich schon im vorigen Winter der Greifswalder Geographischen Gesellschaft zugesagt und werde sie in ihrem Jahresbericht im Laufe des nächsten Winters veröffentlichen.

22.

Belemnites ultimus d'Orb. und andere Versteinerungen aus der Kreideformation von Misburg bei Hannover.

Von Herrn A. Wollemann.

Braunschweig, den 18. Juli 1905.

Im Jahre 1902 habe ich[1]) bereits zwei Mitteilungen über die Fauna der Kreideformation in Misburg gemacht. Seit dieser Zeit hat nun Herr Schrammen in Hildesheim die umfangreichen Aufschlüsse bei Misburg weiter gründlich ausgebeutet und ist der Ansicht, daß jetzt nicht viel neues mehr zu erwarten ist. Ich möchte deshalb nicht unterlassen, hier einige Bemerkungen über das von Herrn Schrammen in den letzten drei Jahren gesammelte Material, welches er mir gütigst zur Untersuchung überlassen hat, zu veröffentlichen.

Besonders interessant scheint mir das Vorkommen von *Belemnites ultimus* d'Orb. zu sein, von dem drei gut erhaltene Exemplare im Variansp1äner gefunden sind. Das eine Stück ist mehr zylindrisch und entspricht der Fig. 4 bei Schlüter[2]), während die beiden anderen Stücke mehr Neigung zur Keulenform zeigen, wie dieses z. B. bei Fig. 5 bei Schlüter a. u. a O. der Fall ist. Genannter Autor sagt a. a. O. S. 185 von *B. ultimus:* „Vielleicht steigt die Art auch bis in den Varians-Pläner." Ich habe bereits nachgewiesen[3]), daß die Art bei Lüneburg auch bis in den Variansp1äner aufsteigt. Aus dem Variansp1äner von Misburg liegt mir ferner je ein sehr gut erhaltenes Exemplar von *Peltastes clathratus* Ag. sp., *Pseudodia-*

---

[1]) Diese Zeitschrift **51**, S. 30 und 93.

[2]) Cephalopoden der obern deutschen Kreide. Palaeontographica **23**, Taf. 52.

[3]) Die Fauna der Lüneburger Kreide. Abhandl. Kgl. preuß. geol. L.-A. N. F., Heft 37, S. 109.

dema Michelini Ag. sp. und *Stereocidaris Hannoverana* Schlüter vor; das erstere hat einen Durchmesser von 15 mm und eine Höhe von 9 mm. *P. clathratus* wird unter anderm aus dem unteren Rhotomagensispläner von Broitzem bei Braunschweig durch v. Strombeck[1]) erwähnt, ist auch von mehreren anderen Fundorten bekannt, kommt aber fast überall nur sehr selten vor. Das Gehäuse von *Stereocidaris Hannoverana* ist 19 mm hoch und mißt 27 mm im Durchmesser. Von dieser schönen Spezies war bislang nur Schlüters Original[2]) bekannt, welches bei dem Misburg benachbarten Orte Rethen gefunden ist und ebenfalls aus dem Cenoman stammen soll, was Schlüter a. a. O. S. 91 anzweifelt. Da das Misburger Stück bestimmt aus dem Variansspläner stammt, so wird wohl auch das Exemplar von Rethen, der Angabe entsprechend, im Cenoman gefunden sein.

Außer den hier erwähnten vier Spezies sind noch folgende Arten in der Misburger Kreide seit meiner letzten Mitteilung gefunden:

Variansspläner.

Plicatula inflata Sow.
Pleurotomaria perspectiva Mant.
Hamites simplex d'Orb.

Mukronatensenon.

Lima canalifera Goldf. (= *L. multicostata* Geinitz).
Pholadomya decussata Mant. sp.
Pleurotomaria granulifera Münst.
Hamites Gottschei Wollemann. (Ein Bruchstück.)
Ammonites (Desmoceras?) patagiosus Schlüter. (Ein schlecht erhaltener Steinkern).
Pachydiscus Galicianus Favre sp.

---

23. Antwort an Herrn F. Schucht.

Von Herrn J. Martin.

Oldenburg, den 19. Juli 1905.

In dem „Beitrag zur Geologie der Wesermarschen" schreibt F. Schucht zur Frage der Gliederung des Diluviums:

„Das Diluvium, welches als der vorletzten Vereisung an-

---

[1]) Diese Zeitschr. 1863, **14**, S. 644.
[2]) Die regulären Echiniden der norddeutschen Kreide. S. 160, Taf. 11, Fig. 5—9.

gehörig als „Unteres“ zu bezeichnen ist, gliedert sich folgendermaßen. Zu oberst lagert ein Geschiebedecksand von etwa 2—10 dm Mächtigkeit, mit einem geschichteten tiefgründigen Unterm Sande im Liegenden. Zwischen diesen beiden genetisch verschiedenen Sanden lagert oft eine Steinsohle, zuweilen eine meist geringmächtige Ablagerung von Geschiebelehm. Mit den Untern Sanden können Tone und Schleppsande wechsellagern. Letztere Bildungen sind zweifellos Vorschüttungsprodukte des Inlandeises; die Steinsohle und der Geschiebelehm sind als Grundmoräne, der Geschiebedecksand als Innenmoräne bisher gedeutet. Bei der geologischen Aufnahme des Blattes Jever habe ich mich dieser Auffassung J. Martins angeschlossen; ich verhehle mir jedoch nicht, daß dieser Gliederung manche Bedenken entgegenstehen, und daß es noch einer Reihe weiterer Beobachtungen im Diluvium des Nordwestens bedarf, um in dieser Frage größere Klarheit zu schaffen.“

Aus dieser Darstellung gewinnt man den Eindruck, daß der Verfasser die Gliederung, welche er dem Diluvium von Blatt Jever zu Grunde legt, von mir übernommen hat. Daß mein Standpunkt hinsichtlich dieser Frage jedoch ein wesentlich anderer ist, als man nach Schuchts Worten annehmen muß, habe ich in meinem Aufsatz „Über die Abgrenzung der Innenmoräne“ dargelegt.[1])

In einer Entgegnung[2]) behauptet nun Schucht, er habe mit jenem Ausspruch „die Auffassung über die Gliederung in Inglacial und Subglacial betont wissen“ wollen. Dann aber verstehe ich nicht, woher ihm die „manchen Bedenken“ gegen diese Gliederung kommen, obwohl er sich mit der Unterscheidung einer Innenmoräne und einer Grundmoräne einverstanden erklärt. — Da über die Stellung des auf Blatt Jever vorkommenden Geschiebelehms und der unteren Sande und Tone kein Zweifel obwalten kann, so müssen sich seine Bedenken entweder auf die „Steinsohle“ oder auf den „Geschiebedecksand“ oder auch auf beide erstrecken. Meine Erörterungen über diese Bildungen sind daher keineswegs so überflüssig, wie Schucht seine Leser glauben machen möchte.

Der Verfasser hält mir vor, ich hätte in Erwägung ziehen müssen, daß er alle steinführenden Sande als Geschiebedecksande zusammengefaßt, den Begriff „Geschiebe“ hierbei also „in dem sonst üblichen weiteren Sinne gebraucht habe.“ Aus seinen „Erläuterungen“ kann ich dies leider nicht entnehmen;

---

[1]) Diese Zeitschr. No. 3, 1905.

[2]) Über die Gliederung des Diluviums auf Blatt Jever. Eine Antwort an Herrn J. Martin. Diese Zeitschr. No. 5, 1905.

denn es wird hier auf S. 5 ganz unvermittelt nur „der steinige Sand der Innenmoräne“ als „Geschiebedecksand“ bezeichnet, während auf der vorhergehenden Seite für die Innenmoräne „Gerölle“, für die Grundmoräne „Geschiebe“ als bezeichnend angeführt werden.

Ferner wird von Schucht bestritten, daß er den Decksand und Geschiebedecksand zu einer Stufe zusammengefaßt habe. Da er außer diesen beiden Bildungen noch die Grundmoräne und die unteren Sande und Tone als Glieder des Diluviums anführt, so würde er demnach vier Glieder unterschieden haben. Demgegenüber sei festgestellt:

1. daß es auf S. 5 der „Erläuterungen“ heißt: „Auf Blatt Jever haben wir im Unteren Diluvium 3 Glieder zu unterscheiden,“

2. daß in der darauf folgenden Übersichtstabelle als jüngstes dieser drei Glieder „Decksand, Geschiebedecksand“ genannt wird,

3. daß beide Sande dasselbe geognostische Zeichen d s 1 führen, im Gegensatz zu den mit d s 2 bezeichneten „unteren“ Sanden, und

4. daß auch in dem „Beitrag zur Geologie der Wesermarschen“ der Verfasser nur drei Glieder unterscheidet, wobei der Decksand obendrein ungenannt bleibt.

Wenn nun der Decksand mit dem Geschiebedecksand als jüngstes Glied des Diluviums aufgeführt, letzterer aber für die Innenmoräne gehalten wird, so muß dieselbe Deutung selbstredend auch dem Decksand zufallen. Beide Sande würden demnach als genetisch gleichwertige Bildungen zu betrachten sein, von denen die eine die steinfreie, die andere die steinführende Fazies der Innenmoräne repräsentieren würde. Im Widerspruch hiermit rechnet Schucht den Decksand auf S. 4 seiner „Erläuterungen“ zu den Ablagerungen der „Gletscherbäche, welche dem sich zurückziehenden Inlandeis entströmten“, während er ihn auf S. 5 als „das Gebilde der Innenmoräne oder der Gletscherbäche des sich zurückziehenden Inlandeises“ bezeichnet.

Das Vorhandensein von Widersprüchen läßt sich also nicht in Abrede stellen, und die Einwendungen, die ich in meinem vorerwähnten Aufsatz erhoben habe, die Schucht aber als „nur zum Teil berechtigt“ anerkennen will, muß ich in ihrem vollen Umfang aufrecht halten.

Die Richtigkeit meiner „abweichenden Auffassungen“ hält zwar auch Schucht für „möglich, ja wahrscheinlich“, doch soll sie „unbewiesen geblieben“ sein. Ich will über letztere Behauptung nicht streiten; zumal der Verfasser sie nur mit der ungerechtfertigten Annahme eines Beobachtungsfehlers elemen-

tarster Art zu stützen vermag. Es genügt mir, daß SCHUCHT Abweichungen unserer Ansichten zugibt.

Auf die persönliche Bemerkung, daß ich „offenbar“ meinen Standpunkt für den einzigen einwandfreien halte, habe ich nur zu erwidern, daß eine solche Anmaßung mir durchaus fernliegt. Wohl aber beanspruche ich das Recht, gegen eine falsche Wiedergabe meiner Ansichten und die daraus abgeleiteten Bedenken Einspruch zu erheben. Nachdem ich die Angaben SCHUCHTS, soweit sie meinen Standpunkt betreffen, berichtigt habe, und nachdem festgestellt ist, daß die „manchen Bedenken“, welche der obigen Gliederung des Diluviums entgegenstehen, nicht mir zur Last gelegt werden können, sehe ich mich zu weiteren Erörterungen nicht veranlaßt.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 8. 1905.

Briefliche Mitteilungen.

24. Nachträgliches zu den diluvialen Störungen im Lüneburger Turon.

Von Herrn C. GAGEL.

Hierzu 2 Textfig.

Schwarzenbeck, den 15. Juli 1905.

In den kürzlich an dieser Stelle (Seite 165—167) mitgeteilten Beobachtungen über die diluvialen Störungen im Lüneburger Turon habe ich mich auf die Mitteilung des rein tatsächlichen Beobachtungsmaterials beschränkt, ohne im speziellen eine Erklärung dafür zu suchen, wie die diluvialen Reste an ihre z. T. fast unglaublichen, neuen Lagerstellen mitten im Turon gekommen sind, und nur die Wahrscheinlichkeit betont, daß dies durch einen im Wesentlichen von Osten kommenden Druck tektonischer Ursache geschehen sein müsse.

Eine genauere Deutung des Vorganges, wie das Diluvium ins Turon gekommen ist, vor allem wie der zuletzt in der Anmerkung erwähnte Rest kalkfreien Tons mitten in die zwar steil aufgerichteten und schraubenartig gedrehten, aber sonst scheinbar im ursprünglichen Schichtenverband liegenden Schichten des Oberturon gekommen ist — Fig. 2 —, kann ich auch heute nicht geben —, diese Verhältnisse spotten nach wie vor jeder spezielleren Erklärung.

Dagegen fand ich in den Brüchen der Zementfabrik am Zeltberg neuerdings einen sehr schönen Beweis dafür, daß die Gebirgsbewegungen, die die ganze Kreide Lüneburgs in so zahlreiche Schollen zerstückelt und verschoben haben, tatsächlich eine sehr wesentliche horizontale, von Osten wirkende Komponente gehabt haben.

In dem großen Bruch am Zeltberg sind die Heteroceras-schichten längs einer Ost-West streichenden Verwerfung neben

W

Fig. 1. Verwerfungsfläche auf der Granulatenkreide im Zeltberg.



O

Fig. 2. Nordwand des Pieperschen Bruches bei Lüneburg. Mai 1905.

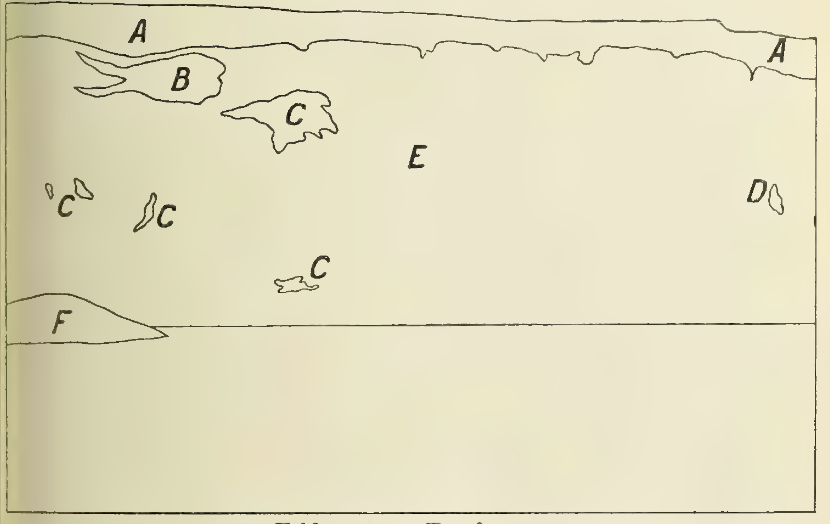
Zu Seite 270.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.



die Granulatenkreide gelegt, und beim Abbau der Heteroceras-schichten bis zu dieser Verwerfung ist die Verwerfungsfläche auf den Granulatenschichten in einer großen, senkrechten Wand freigelegt. Diese Verwerfungsfläche auf den Granulatenschichten zeigt nun einen sehr schönen, glatt polierten Harnisch, auf dem zahlreiche, sehr deutliche Friktions-Streifen und -Rillen von Ost nach West mit etwa 30° Neigung gegen die Horizontale verlaufen — Fig. 1 —, und so ohne weiteres höchst anschaulich beweisen, daß die Bewegung der Schollen längs dieser Verwerfung eine sehr viel größere horizontale als vertikale Komponente gehabt hat.

Piepers Bruch bei Lüneburg, Nordwand am 15. V. 1905.



Erklärung zu Textfig. 2.

A Grundmoräne.
B Geschichteter Diluvialsand.
C Ungeschichteter, kalkfreier Diluvialsand.
D Kalkfreier Ton und Windschliffgeschiebe.
E Cuvieri Pläner
F Diluvialsand; Inhalt einer aus dem Turon ausgeräumter Diluvial-Linse.

Ich möchte nun nicht unterlassen, noch darauf hinzuweisen, daß das bekannte, in der Literatur schon mehrfach erwähnte Geschiebe von nordischem Gneis, das in 30 m Tiefe in den Heterocerasschichten gefunden wurde und jetzt im Lüneburger Museum liegt, ganz in der Nähe dieser Verwerfung gefunden ist, was immerhin — wenn auch kein zwingender Beweis — so doch ein schwerwiegendes Argument für die Deutung der Altersfrage auch dieser Verwerfungen in der Kreide des Zeltberges ist.

25. Das zweifellose Vorkommen der *Posidonia Becheri* im Oberkarbon.

Von Herrn F. Frech.

Breslau, den 8. August 1905.

Unmittelbar nachdem durch den wichtigen Nachweis der *Posidonia Becheri* im westfälischen Oberkarbon durch v. Koenen[1]) das letzte Glied in der Verbreitungskette dieser wichtigen Form geschlossen war, erschien in diesen Monatsheften eine Mitteilung des Herrn Dr. Michael, welche meine Bestimmungen z. T. in Zweifel zieht.

Nach meiner Untersuchung kommt sowohl im Unter- als als auch im Oberkarbon neben der typischen grobrippigen Form eine feinrippige Varietät vor. Unten überwiegt *Posidonia Becheri* typ., oben ist die feinrippige z. T. als *Posidonia membranacea* M'Coy bezeichnete Form etwas häufiger.

Der Größenunterschied (die oberkarbonische Form ist vielfach etwas kleiner) ist ebenfalls nicht als durchgehende Unterscheidung anzusehen. Vor allem sind die Exemplare der belgischen oberkarbonischen Phtanite ansehnlich groß. Ferner habe ich vor kurzem in alten Beständen des Breslauer Museum eine *Posidonia Becheri* von der Grube Westfalia bei Dortmund[2]) gefunden, die bei 3 cm Breite 2,5 cm Höhe mißt. Die Breite ist, da das Exemplar vorn zerbrochen ist, noch etwas bedeutender. Das Stück besitzt also durchaus die Größe mittlerer unterkarbonischer Formen und stimmt in der Form seiner Berippung durchaus überein z. B. mit einem Exemplar der unterkarbonischen Posidonienschiefer von Longshiny in Irland und einem anderen Stück von Alosna, Provinz Huelva. Es ist unmöglich, zwischen diesem zweifellos oberkarbonischen und den weiteren ebenso zweifellos unterkarbonischen Stücken Unterschiede zu machen. Will man die feinrippige Varietät durch einen besonderen Namen (*membranacea* M'Coy) auszeichnen, so sind die typische Form und die Varietät sowohl aus dem unteren als auch aus dem oberen Karbon zu zitieren.

Der obige Fund von der Grube Westfalia bei Dortmund bestätigt wiederum die hochwichtige Mitteilung von Koenens über

[1]) Centralblatt f. Min. 1905. No. 10, S. 308.

[2]) Scripsit Ferd. Roemer 1864. Auch dieses Breslauer Exemplar stammt wie das Koenensche von der Grube Westfalia bei Dortmund und dürfte somit dem gleichen Vorkommen angehören. Auch v. Koenen bezeichnet seine *Posidonia* als „groß" und erwähnt das Vorkommen schon 1865 in dieser Zeitschr. S. 269.

das Auftreten der *Posidonia Becheri* in der Steinkohlenformation Westfalens.

Ich habe zur Begründung meiner kurzen Mitteilung mehrere hundert Exemplare durchgesehen und schon vor 20 Jahren die Entwickelung der Posidonien aus dem Devon in das Karbon[1]), neuerdings auch die Entwickelung der triadischen Formen[2]) eingehender verfolgt. Es handelt sich bei all diesen Formen durchweg um subtile Unterschiede, die nur bei eingehender Kenntnis großen Materials richtig zu deuten sind.

Herr Dr. MICHAEL hat es jedoch für gänzlich unnötig erachtet, das umfangreiche Breslauer Material, das im wesentlichen meiner Untersuchung zu Grunde lag, auch nur der oberflächlichsten Betrachtung zu unterwerfen, geschweige denn zu studieren. Auch der erfahrenste Spezialist kann aber nur über Objekte urteilen, die er gesehen hat[3]).

Herr Dr. MICHAEL beschränkt ferner seine Ausführungen auf Oberschlesien, während ich das Auftreten der *Posidonia Becheri* in ganz Europa untersucht habe. Eine Beschränkung auf ein einzelnes, verhältnismäßig kleines Gebiet ist aber um so unzulässiger, als ja — wie ich in der Lethaea palaeozoica eingehend nachwies — Mittel- und Westeuropa ein einheitliches Entwickelungsgebiet für das gesamte Karbon darstellen[4]).

Man darf also Oberschlesien nicht als ein in palaeontologischer Hinsicht für sich stehendes Gebiet betrachten.

Selbst wenn aber *Posidonia Becheri* in Oberschlesien nur an der Basis des Oberkarbon und eine „ähnliche" Form 4000 m höher unter den Sattelflözen vorkäme, so müßte man aus der Übereinstimmung beider mit anderen Vorkommen, sowie vor allem aus der von mir nachgewiesenen Variationsbreite der Art schließen, daß auch die jüngere Form zu *Posidonia Becheri* gehöre. Da Herr Dr. MICHAEL das Breslauer Material zu studieren unterlassen hat, hätte er sich füglich eines Urteils enthalten sollen.

Im übrigen sind seit FERD. ROEMER, der nur den Golonoger

---

[1]) Devonische Aviculiden Deutschlands. 1889.

[2]) Neue Zweischaler aus der Bakony-Trias. Budapest 1903.

[3]) Angeblich habe ich behauptet „die Überzeugung gewonnen zu haben," daß die grobrippige *Posidonia Becheri* s. str. von der feinrippigen Form nicht zu trennen sei. Das ist nun mindestens wenig exakt ausgedrückt; denn ich führe den Nachweis, daß beide Formen im unteren wie im oberen Karbon vorkommen. Ob man dabei Golonog — eine Grenzschicht — als unteres oder als oberes Karbon bezeichnet, ist bei der großen Zahl anderer Vorkommen irrelevant.

[4]) Ein Gegenbeweis ist bisher nicht erbracht, ja nicht einmal versucht worden.

Horizont und die marine Einlagerung unter dem Sattelflöz[1]) kannte, nur wenige Bemerkungen über marine Versteinerungen veröffentlicht worden[2]); von Herrn Dr. MICHAEL rühren nur einige allgemein gehaltene Angaben her. Es ist daher leicht möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß in jenen 4000 m Karbon, die bisher wenig untersucht worden sind, *Posidonia Becheri* zwar auftritt, aber noch nicht gefunden wurde. So hat z. B. Herr Bergassessor Dr. GEISENHEIMER den wichtigen Golonoger *Griffithides acuminatus* F. ROEM. em. SCUPIN am Idaschacht in den oberen Ostrauer Schichten gefunden, d. h. 1000 m über dem bisher bekannten Vorkommen.

Unzutreffend ist ferner die Vermutung MICHAELS, daß ich an einen „bestimmten Fall vielleicht gedacht haben möge."

Die Veranlassung zu der von MICHAEL angegriffenen Studie lag vielmehr in der im Breslauer Institut unter meiner Leitung angefertigten Dissertation des Herrn Bergassessor Dr. GEISENHEIMER. GEISENHEIMER hatte die *Posidonia Becheri* sowohl bei Golonog wie bei Mährisch Ostrau in der Sudetischen Stufe gefunden. Vielleicht veröffentlicht Herr Dr. MICHAEL genaueres über den Fall, den er im Auge hat und der mir unbekannt ist.

Meine Angaben bleiben also durchaus zu Recht bestehen:

1. *Posidonia Becheri* ist im Unter- wie im Oberkarbon durch ganz Europa von Galizien bis Irland lückenlos (Grube Westfalia bei Dortmund!) vertreten.

2. Ein Fund der *Posidonia Becheri* allein bei gleichzeitigem Fehlen anderer Unterkarbonfossilien darf somit nicht zur Einstellung einer Bohrung Veranlassung geben.

Der Umstand, daß sowohl in der Mai- wie in der Juni-Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft mehr oder weniger scharfe Angriffe gegen meine wissenschaftliche Tätigkeit erfolgt sind, legt die Frage nahe, ob eine derartige einseitige polemische Betätigung im Interesse der Zeitschrift der Gesellschaft liegt. Sowohl Herr DATHE, wie Herr MICHAEL hätten — bei etwas tieferem Eingehen in den Gegenstand — die Erörterung abkürzen können: Herr DATHE, wenn er meinen Zeitungsartikel bis zu Ende gelesen, Herr MICHAEL, wenn er sich das für die Beurteilung der Frage wichtige Material im Breslauer Museum angesehen hätte.

---

[1]) Der Sattelflözhorizont und das Sattelflöz sind nicht ident. Ich rechne die 15 m im Liegenden des Pochhammer Flözes auftretenden marinen Schichten zum Sattelflözhorizont.

[2]) EBERT, diese Zeitschr. 1889 S. 564 und 583, 1890 S. 178 — F. FRECH: Lethaea palaeozoica S. 47a, 46b, Fig. 4, 5, 6.

Ich bin weit davon entfernt, einer noch so scharfen Beurteilung meiner wissenschaftlichen Arbeiten aus dem Wege zu gehen, halte aber lange Polemiken für unerfreulich und überflüssig. Ich bitte also die Herren, welche in den Sitzungen der Deutschen geologischen Gesellschaft etwas gegen mich vorzutragen gedenken, um vorherige Benachrichtigung und Angabe des Gegenstandes. Ich glaube, daß die beiden vorstehenden „Fälle" kürzer und sachgemäßer mündlich erledigt worden wären.

---

26. Beobachtungen über neue Vorkommen von fossilführendem Diluvium.

Von Herrn W. WOLFF.

Volksdorf, den 20. August 1905.

Folgende Reisebeobachtungen, zu deren weiterer Verfolgung mir Gelegenheit fehlt, erlaube ich mir zu Notiz zu geben:

1. In der Königl. Forst Gnewau im Kreise Neustadt, Westpreußen, wird eine Kalkablagerung abgebaut, welche sehr eigenartige Lagerungsverhältnisse zeigt. Die Hauptgrube lag im Juni d. J. an der Westseite eines von Pelzau (Bl. Neustadt) südwärts in den Wald führenden Weges, ungefähr 800 m von der Chaussee entfernt (an der Nordgrenze von Bl. Soppieschin). Sie schneidet einen bewaldeten Berghang an, und man sieht dort im Grunde der Grube eine bis zu 4 m Mächtigkeit aufgeschlossene, ganz gleichmäßige, feingeschichtete graue Kalkmasse, über welcher ungefähr $2^1/_2$ m Geschiebemergel, weiterhin auch Kies lagert. Der Kalk liegt in sanften Wellen ohne erhebliche Störungen; er hat durchaus das Ansehen von Seekalk, nicht etwa Kalktuff, und enthält keine sichtbaren Fossilien, aber viele Diatomeen. Das Liegende ist nicht sichtbar, besteht aber, soviel ich erfahren konnte, aus nordischem Sand oder Kies. Es besteht danach eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß es sich um eine interglaciale Ablagerung handelt, wie solche bislang aus diesem Landstrich nicht bekannt geworden. Postglacial ist sie sicher nicht, da sie in die gegenwärtigen Terrainverhältnisse absolut nicht hineinpaßt und deutlich von Moräne überlagert wird.

2. Am Haddebyer Noor bei Schleswig zieht sich unter der Ortschaft Loopstedt (Bl. Kropp) ein steiles Ufer hin, an welchem in ungefähr halber Höhe viel Quellwasser aussickert. Die Ursache ist eine unter dem oberflächlichen Geschiebesand ausstreichende tonige Schichtfolge mit einem ca. 1 m starken

Torfflöz. Das Liegende ist Ton, tiefere Schichten sind nicht aufgeschlossen. Nach meiner Kenntnis der Umgegend halte ich es für ausgeschlossen, daß damit das Quartär abschließt, vielmehr würde ich noch wieder mächtige glaciale Schichten erwarten. Für postglacial kann ich dies Torflager nicht ansehen, da es in keiner heutigen Geländemulde liegt, auch von glacialem Sand bedeckt wird. Ob echtes Interglacial vorliegt, erscheint mir aber gleichfalls zweifelhaft. Nach der Lagerung möchte ich eher an ein zeitliches Analogon zu den spätglacialen Schichten von Lübeck oder Alleröd denken. Eine botanische Analyse würde vielleicht Entscheidung bringen.

---

27. Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt.

Von Herrn Johannes Petersen.

Hamburg, den 23. August 1905.

Hierzu 10 Textfig.

Bekanntlich verdanken wir E. Stolley[1]), dem unermüdlichen Erforscher der Geologie der Insel Sylt, die Kenntnis, daß sich am Roten Kliff, jenem ausgezeichneten, immer von neuem frisch abbrechenden, leider zeitweilig und stellenweise auch wieder sich verschüttenden Aufschluß unterhalb des mächtigen, schon von L. Meyn[2]) und später von O. Zeise[3]), C. Gottsche[4]) und dem Verfasser dieses Aufsatzes[5]) beschriebenen Geschiebemergels noch andere Ablagerungen diluvialen Alters befinden, die zweifellos älter sind, als die am Roten Kliff vorherrschend auftretende, aus einem braunen, sandigen Geschiebemergel bestehende Moräne und sich durch eine scharf ausgeprägte Denudationsfläche von ihr abheben. Während zuerst[6]) das diluviale Alter eines Teils des

---

[1]) Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt III. Die Gliederung des Quartärs. Archiv f. Anthropol. und Geologie Schlesw. Holst. **4**. 1. 1901.

[2]) Geognostische Beschreibung der Insel Sylt. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen I. **4**. 1876.

[3]) Beitrag zur Kenntnis der Ausbreitung, sowie besonders der Bewegungsrichtungen des nordeuropäischen Inlandeises. Dissert. Königsberg 1889. — Beitrag zur Geologie der nordfriesischen Inseln. Schrift. naturw. Vereins für Schlesw. Holst. **8**. 1891.

[4]) Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig Holsteins II. Mitteil. Geogr. Ges. Hamburg. **14**. 1898.

[5]) Die krystallinen Geschiebe der Insel Sylt. N. Jahrb. f. Min. 1901. **1**.

[6]) a. a. O. S. 67 ff.

früher als rein tertiär betrachteten, in erheblicher Mächtigkeit im Liegenden der Hauptmoräne auftretenden Kaolinsandes und -grandes festgestellt wurde, und anders beschaffene Absätze älteren Diluviums nur in Gestalt von damals verhältnismäßig untergeordnet erscheinenden Anhäufungen von ausnahmslos als Windschliffe ausgebildeten, kristallinischen Geschieben entdeckt wurden, fand STOLLEY später[1], als an dem stetig sich verändernden Kliff neue Abbrüche entstanden waren, daß eine diluviale Ablagerung, älter als die Hauptmoräne des Roten Kliffs, auch als echte Moräne, z. T. als Geschiebemergel, z. T. als mächtige fluvioglaciale, meist geröllreiche Sande ausgebildet, im Liegenden der Hauptmoräne auftrete.

Die Deutung der liegendsten diluvialen Ablagerungen des Roten Kliffs als Absätze der ersten der drei Vereisungen Norddeutschlands steht und fällt mit der Altersbestimmung der Hauptmoräne als zur zweiten, sogenannten Hauptvereisung gehörig. Die Momente, welche diese Altersbestimmung bis auf weiteres als richtig erscheinen lassen, müssen noch einmal zusammenfassend genannt werden, umsomehr, als z. B. E. GEINITZ[2]) die Anschauungen STOLLEYS für nicht ausreichend begründet erklärt hat.

Nach den bisherigen Erfahrungen ist die dritte Vereisung nicht soweit westlich vorgedrungen, wie das Rote Kliff liegt.[3]) Der große, von C. GOTTSCHE[4]) verfolgte Endmoränenzug, der sich im wesentlichen nordsüdlich von Woyens über Osterlygum, Apenrade, Hostrup nach Flensburg und weiter südlich erstreckt, beweist seiner Lage nach — der Endmoränenzug kann nur in der Normale der Hauptbewegungsrichtung des Eises liegen — einen während der Bildungsphase dieser Stillstandslage wesentlich ost-westlichen Geschiebetransport. Damit stimmen auch die Geschiebefunde überein. Wenn auch norwegisches Material sich im Osten des Landes, wo die Ablagerungen der dritten Vereisung auf der Oberfläche des Landes vorherrschen, findet — auch östlich von der Endmoräne —, so tritt es doch ganz erheblich hinter dem aus dem Osten Skandinaviens stammenden Material,

---

[1]) Das Alter des nordfriesischen Tuuls. N. Jahrb. f. Min. 1905. **1**.

[2]) Das Quartär. Lethaea geognostica **3**. (2,1) 1903/04.

[3]) Die Untersuchungen von C. GAGEL: Über einige Bohrergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglacial aus der Gegend von Elmshorn. Jahrb. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. 1904. **25**. (2), zeigen allerdings, daß die Ablagerungen der jüngsten Vereisung im Südwesten der Provinz Schleswig Holstein eine bisher unerwartete Mächtigkeit besitzen. Vgl. auch das Novemberprotokoll der Deutsch. Geolog. Ges. **56**. 1904.

[4]) Die Endmoräne und das marine Diluvium Schleswig Holsteins I. Mitt. geogr. Ges. Hamburg. **13**. 1897.

das zweifellos eine vorherrschend aus Nordost- bis Ostnordost herkommende Strömung während der Hauptvereisung beweist, zurück.

In der Sylter Hauptmoräne ist aber das aus dem Norden stammende Geschiebematerial verhältnismäßig sehr reichlich vertreten, so reichlich, daß die Annahme, es befinde sich auf sekundärer glacialer Lagerstätte, außerordentlich unwahrscheinlich ist, und daß es mir wahrscheinlicher erscheint, daß während der Hauptvereisung eine Verlegung des Zentrums und der Richtungen der Vereisung im Sinne einer Verschiebung des Nährgebiets von Westen nach Osten und der Transportrichtungen von Nord-Süd bis Nordost-Südwest stattgefunden hat. Gestützt wird diese Annahme durch den Umstand, daß, wie bereits früher (Stolley, Sylt III) gesagt und weiter unten noch gezeigt werden wird, die Ablagerungen der dem Haupteis vorangehenden Vereisung auf fast rein nördliche bis nordöstliche Ursprungsgebiete hinweisen.

Niemand, der die obersten Moränen Alsens und des Sundewitts kennt, wird auf den Gedanken kommen, daß sie, die wahrscheinlich der dritten Vereisung angehören, der Haupt-Moräne des Roten Kliffs gleichgestellt werden könnten, dazu ist ihr Geschiebeinhalt zu verschieden. Es kann nun ja auch in der dritten Vereisung zeitweilig ein nahezu nordsüdlicher Geschiebetransport stattgefunden haben. In gewissen Grenzen muß eine solche unbedingt angenommen werden. Hat doch N. V. Ussing [1] festgestellt, daß die in Schleswig Holstein und im südlichen Jütland annähernd nordsüdlich verlaufende Endmoräne in der Gegend von Viborg eine fast rein nach Westen, nach Lemvig hin gerichtete Schwenkung macht, sodaß die Annahme einer nordsüdlichen Bewegungsrichtung des Inlandeises im nördlichen Jütland am Schluß der letzten Vereisung unabweisbar erscheint. Fragen wir uns aber, ob diese Richtung so weit nach Süden hin geherrscht hat, insbesondere, ob sie das nördliche Schleswig beherrscht hat, so muß die Frage verneint werden. Schon die Lage der Endmoräne in Schleswig spricht dagegen, denn eine der Eisbewegung parallele Endmoräne gibt es nicht. Ich habe aber auch noch im Sommer d. J. feststellen können, daß norwegische Geschiebe an der Flensburger Föhrde und auf Alsen im allgemeinen selten vorkommen, viel seltener als auf Sylt, Amrum und Helgoland, wo diese Geschiebe bekanntlich verhältnismäßig häufig sind. [2]) Aber auch — was ja mit der Lage

---

[1]) Om Jyllands Hedesletter og Teorierne for deres Dannelse. K. Dansk. Vid. Selskab Oversigt 1903. No. 2.

[2]) J. Petersen: Die kristallinen Geschiebe in Sylt, Amrum und Helgoland. N. Jahrb. f. Min. 1903.

der jütischen Endmoräne vereinbar und daher nicht unmöglich wäre — der Westen des Landes, speziell Sylt, scheint am Schluß der Eiszeit nicht von einem direkten Nordsüdstrom berührt zu sein, weil gerade die oberflächlichen Geschiebesande von Sylt, denen die norwegischen Geschiebe zwar nicht fehlen, sie aber doch in geringerer Menge einschließen und bedeutend vorherrschend baltisches Material führen. Wäre ein Nordsüdstrom der letzten Vereisung, wie ihn die Endmoräne Viborg-Lemvig andeutet, bis Sylt gekommen, dann müßten in den obersten Ablagerungen Sylts die norwegischen Geschiebe herrschen.

Ferner aber, selbst wenn man annehmen wollte, daß das dritte Inlandeis über Lemvig-Viborg hinaus sich nach Süden erstreckt hätte, ist doch die Zurechnung der Hauptmoräne Sylts zu dieser dritten Vereisung nicht ausführbar. Sie ist dazu viel zu mächtig, und berechtigt auch die bereits erwähnte Tatsache des Vorkommens relativ mächtigen oberen Diluviums bei Elmshorn noch nicht die Verallgemeinerung dieses Vorkommens auf den ganzen äußersten Westen der Provinz, weil der gesamte Tatsachenkomplex nicht in diese Annahme hineinpassen würde. Schließlich aber kann noch der Zustand der Hauptmoräne auf Sylt mit zur Erhärtung der Annahme, daß sie dem Haupteise, der zweiten Vereisung zuzurechnen ist, herangezogen werden. Sie ist im Zustande weitgehender Verwitterung, und ist sozusagen vollständig entkalkt. Wenn auch Stolley kleine Kalkgeschiebe darin aufgefunden hat, ändert dies doch nichts daran, daß das fein verteilte Kalkkarbonat, das alle unverwitterten oder wenig verwitterten Geschiebemergel sonst enthalten, fehlt. Der Geschiebemergel ist so vollständig entkalkt und bis in so große Tiefen hinein, daß die Annahme einer postglacialen Verwitterung bis in so große Tiefen allen Erfahrungen widersprechen würde, die sonst in dieser Beziehung gemacht sind. Die Kalkarmut spricht für ein hohes Alter der Sylter Hauptmoräne.

Diese Ausführungen basieren vielfach auf Annahmen. Indessen stützen sich die Erwägungen gegenseitig derartig, daß bis auf weiteres keine andere Annahme besser begründet erscheint, als die, daß die Sylter Hauptmoräne am Roten Kliff der zweiten Vereisung angehört und nicht etwa der dritten, und daß somit die, wie Stolley einwandfrei festgestellt hat, scharf von der Hauptmoräne gesonderten tieferen Glacialbildungen der ersten Vereisung zugehören. Der vollkommmen schlüssige Beweis für das Alter der Sylter Diluvialablagerungen wird wohl erst erbracht werden können, wenn die Kartierung des nördlichen Schleswig im Anschluß an die große Endmoräne vollendet sein wird und insbesondere der Landstreifen Flensburg, Tondern-Jerp-

stedt genau untersucht sein wird. Aber schon die hohe Wahrscheinlichkeit der vorliegenden Altersbestimmung rechtfertigt es vollauf, dem Sylter Diluvium besonderes Interesse zuzuwenden und es sehr eingehend zu untersuchen und darzustellen.

Die vorliegenden Untersuchungen sollen sich wesentlich mit den Geschieben des ältesten Diluviums beschäftigen, denn gerade diese sind für die Altersbestimmung von besonderer Bedeutung.

Die Geschiebeführung der verschiedenen Sylter Diluvialablagerungen spricht, für sich allein betrachtet, ebenso wie die vorstehenden allgemeinen Ausführungen dafür, daß die Hauptmoräne der zweiten Vereisung zugehört. Wäre die Hauptmoräne eine Ablagerung der dritten Eiszeit, dann würde das unterste Diluvium von Sylt der zweiten Vereisung zugerechnet werden müssen oder diese müßte auf Sylt fehlen. Gegen eine Zurechnung des untersten Diluviums zur zweiten Vereisung spricht aber, wie gezeigt werden soll, dessen auf nördliche Herkunft hinweisende Geschiebeführung. Überall, wo die Geschiebe des zweiten, des Haupt-Inlandeises untersucht sind, hat sich ergeben, daß dieses zwar z. T. von Norden her, der Hauptsache nach aber sich von Nordosten bis Osten her ergossen hat. Das Fehlen des Haupteises auf Sylt, für welches dann kein Repräsentant mehr vorhanden ist, dürfte aber ernstlich nicht angenommen werden dürfen.

Die krystallinen Geschiebe des untersten Diluviums vom Roten Kliff sind zwar von mir bereits früher eingehend untersucht worden, und hat E. Stolley in seiner Arbeit über die Gliederung des Quartärs (Sylt III S. 78 ff) die Ergebnisse mitgeteilt. Ich fand damals in den Geschieben der Sandschliffzone, in der die Sandsteine, Quarzite, die weißen Quarze und Flintsteine[1]) ganz bedeutend vor anderen Gesteinen vorherrschen, 17 Gneise, 1 Glimmerschiefer, 3 Amphibolite, 1 Hornblendeschiefer, 7 Granite, 1 Diorit, 1 Granitporphyr, 4 Quarzporphyre, 1 Rhombenporphyr, 1 Augitsyenit, 1 Venjanporphyrit, 1 Diabaskonglomerat, ferner 11 Blauquarze. Aus dem Fehlen jeglicher Geschiebe aus Gegenden östlich von Dalarne ergab sich eine gegenüber den anderen ihrer Geschiebezusammensetzung nach bekannten Moränen, insbesondere der Hauptmoräne des Roten Kliffs, bemerkenswerte Verschiedenheit, die Stolley zu dem Schluß führte, daß das Hauptnährgebiet der ersten Vereisung, welcher diese Sandschliffzone zugerechnet werden müßte, ein für uns

---

[1]) Bekanntlich sind geschliffene Feuersteine recenter Entstehung sehr selten. Die der Sandschliffzone entstammenden Feuersteingeschiebe zeigen starke Schliffflächen, einerlei ob sie als Dreikanter ausgebildet oder anderweitig angeschliffen sind. Sollte die intensive Bearbeitung der Feuersteine nicht für eine sehr lange Dauer der Interglacialzeit sprechen?

relativ westliches, das der dritten ein östliches war, während die dazwischenliegende intensivste Vereisung die Richtungen der beiden anderen kombinierte. Auch sprach er die Vermutung aus, daß die Herkunft der Geschiebe der ersten Vereisung wesentlich aus dem Christianiagebiet und Dalarne möglicherweise auch z. T. in der geringeren Intensität der ersten Vereisung begründet liege.

Die Vorzüglichkeit der Aufschlüsse im tiefsten Diluvium von Sylt, welche sich 1904 und 1905 zeigte, und namentlich auf der Strecke zwischen der Wenningstedter Treppe und dem Kronprinzenhotel, auch noch südlich von letzterem, z. T. aber auch nördlich vom Damenbade Wenningstedt diese Ablagerung in ungeahnter Mächtigkeit auftreten ließ, gaben Stolley 1904 und mir 1905 Anlaß, die Geschiebeuntersuchungen, welche sich früher auf die Sandschliffzone beschränkt hatten, auf den Geschiebemergel und die fluvioglacialen Geröllsande des untersten Diluviums auszudehnen und so die Statistik, die in Stolleys Sylt III gegeben wurde, zu erweitern. Da am Roten Kliff das bisher einzige ausgedehntere und geschiebereichere Vorkommen der tiefsten Vereisung liegt und die starken Veränderungen des Profils, die sich fast alljährlich ereignen, möglicherweise schon bald wieder den Aufschluß verschütten, erschien es besonders wichtig, die gebotene Gelegenheit auszunützen, möglichst viel Material zur Kenntnis dieser besonders bedeutungsvollen Ablagerung zusammenzubringen.

Die neu aufgeschlossenen Partien tiefsten Diluviums am Roten Kliff ergeben gegenüber der früher untersuchten Sandschliffzone zunächst ein bedeutend reicheres Material. Die früher allein bekannte Sandschliffzone erschien gegenüber der Hauptmoräne so untergeordnet, daß ich in Verfolg meiner ersten zusammenhängenden Untersuchungen der Sylter Geschiebe zu der Annahme kam, daß die am Strande liegenden Gerölle in ihrer prozentualen Zusammensetzung ein treues Bild von der Zusammensetzung der Hauptmoräne geben. Diese Annahme ist, nachdem ich die Mächtigkeit und den Geschiebereichtum des untersten Diluviums in den neuen Aufschlüssen kennen gelernt habe, nicht mehr haltbar. Es steht noch unverändert fest, daß die Hauptmoräne Sylts verhältnismäßig reich an norwegischen Geschieben ist, diese Tatsache ist durch die große Zahl von norwegischen Geschieben, die ich in den letzten sechs Jahren in dem Hauptgeschiebemergel und den zugehörigen Geschiebesanden beobachtet habe, festgestellt, sie ergibt sich auch aus der Häufigkeit faustgroßer und größerer Stücke von Rhombenporphyr, Nordmarkit und Laurvikit unter den Strandgeröllen — faustgroße Geschiebe sind in der untersten Moräne sehr selten. Aber wie gesagt, ein unbedingt richtiges Bild von der prozentualen Häufigkeit norwegischer Ge-

schiebe in der Hauptmoräne geben die Strandgerölle nicht.

Das Material zu vorliegender Untersuchung ist so gesammelt, daß alle untersuchten Stücke ausnahmslos aus dem Anstehenden herausgenommen sind, sei es aus dem Geschiebemergel, den Geröllsanden oder der Sandschliffzone. Alle Geschiebe, die lose an der Oberfläche lagen, und welche möglicherweise aus anderen Ablagerungen als dem tiefsten Diluvium stammen konnten, wurden unbeachtet gelassen. Die stark vorherrschenden Flintsteine, die sehr häufigen gelben, weißen und braunen Quarzite (darunter viele Dalaquarzite) und Sandsteine, die häufigen Blauquarze wurden bei der Sammeltätigkeit vernachlässigt, nur die Aussicht auf Bestimmbarkeit bietenden krystallinen Geschiebe wurden mitgenommen. Wie bereits gesagt, waren faustgroße und größere Geschiebe sehr selten, die große Mehrzahl der bestimmten Stücke bewegt sich zwischen Hühnerei- und Wallnußgröße, doch wurden auch Stücke bis zur Haselnußgröße herunter, sofern sie bestimmbar erschienen, nicht verschmäht.

Im Ganzen wurden 880 Geschiebe bestimmt, von denen Stolley 1904: 247 Stücke, ich selbst im Jahre 1905: 633 Stücke sammelte.

Etwa ein Zehntel der gesammelten krystallinischen Geschiebe — vorstehend nicht mit eingerechnet — erwies sich wegen fortgeschrittener Zersetzung oder weil zu wenig charakteristisch als unbestimmbar und daher unbrauchbar.

Die größere Zahl der Stücke ergibt, wie zu erwarten war, eine abweichende prozentuale Zusammensetzung gegenüber der früheren Statistik des Geschiebeinhalts des ältesten Diluviums auf Sylt. Insbesonders muß hervorgehoben werden, daß die Auslese der härtesten Geschiebe, veranlaßt durch die intensive Windwirkung, der die Geschiebe der Sandschliffzone unterlegen waren, bei den dem Geschiebemergel und den Geschiebesanden entstammenden Geschieben nicht stattfinden konnte und schon dieser Umstand eine andere Zusammensetzung des Geschiebeinhalts bewirken mußte.

Auf mikroskopische Untersuchung der Geschiebe ist verzichtet worden. Das entscheidende Ergebnis konnte durch die Unsicherheit der Bestimmung, die die rein makroskopische Prüfung immerhin mit sich führen kann, nicht in nennenswerter Weise beeinflußt werden. Selbst wenn mikroskopische Untersuchung für das eine oder andere Geschiebe eine andere Bestimmung ergeben hätte, wäre angesichts der großen Zahl der untersuchten Geschiebe und der leichten Erkennbarkeit der speziell aus dem Christianiagebiet kommenden Stücke das Endresultat nicht wesentlich beeinflußt worden. In meiner ersten Untersuchung über die Geschiebe des ältesten Diluviums auf

Sylt (vgl. Stolley Sylt III) mußte bei der verhältnismäßig geringeren Zahl der zur Verfügung stehenden Stücke die mikroskopische Analyse zu Hilfe genommen werden.

Namentlich die Unterscheidung von Granit und Gneis, die schon mikroskopisch nicht immer leicht ist, wird durch den Verzicht auf Untersuchung im Dünnschliff noch schwieriger. Dennoch glaube ich die nachstehenden Zahlen für die genannten Gesteinsarten als wesentlich richtig annehmen zu dürfen. In der folgenden Statistik sind unter Gneis alle Gesteine aufgeführt, die die Granitkomponenten in deutlicher Parallelstruktur zeigen, unter Granit alle Gesteine, denen die Parallelstruktur unbedingt fehlt. Es werden so sicherlich unter den einzelnen Stücken manche falsch rubriziert sein, da sowohl Gneise vorkommen, bei denen die Parallelstruktur im Handstück nicht erscheint, als Granite, deren Komponenten stellenweise schichtenartig sich anordnen; indessen darf mit gutem Grunde angenommen werden, daß die Fehler sich gegenseitig ausgleichen werden, sodaß, wenn auch die Einzelbestimmungen hin und wieder einer Korrektur fähig sind, dennoch die Verhältniszahlen, und auf diese kommt es hier allein an, wesentlich richtig sind.

Der Verzicht auf Untersuchung im Dünnschliff brachte mit sich, daß innerhalb der Gruppe der zur Gneisformation gehörigen Gesteine nicht weiter detailliert wurde, so sind Amphibolite und Hornblendeschiefer, an sich zweifellos verhältnismäßig selten vertreten, wo sie Parallelstruktur zeigen, mit unter den Gneisen aufgezählt.

Schließlich erklärt diese Untersuchungsmethode, daneben auch die geringe Größe der Mehrzahl der Stücke, den Verzicht auf genaue Heimatsbestimmungen, abgesehen von den makroskopisch absolut sicher bestimmbaren Geschieben. Der erfahrene Geschiebeforscher kann auch ohne Dünnschliffuntersuchung Rhombenporphyre und Laurvikite auf Südnorwegen beziehen und auch Rapakiwi sicher erkennen, wenn er natürlich auch darauf verzichtet, zwischen der Herkunft etwa aus dem Rödöngebiet oder den Ålandsinseln zu unterscheiden, eine Unterscheidung, die für die Zwecke dieser Arbeit keine wesentliche Bedeutung hat.

Aus dem mitgebrachten Material sind die makroskopisch überhaupt nicht deutlich bestimmbaren Geschiebe ausgeschieden und in der nachstehenden Aufzählung fortgelassen.

Bemerkt sei noch kurz, daß anscheinend die Diabase, von denen eine größere Zahl zu erwarten wäre, in den fluvioglacialen Geröllsanden, die das Hauptmaterial der Geschiebe lieferten, einer starken Zersetzung anheimgefallen sind, demnach tatsächlich häufiger vorkommen, als nachstehende Zusammenstellung zu ergeben scheint. Manche aus losem Limonit bestehenden Stücke,

die den Transport nicht zuließen, verrieten bei der ersten Untersuchung nach Entnahme aus der Moräne deutlich noch die Diabasstruktur.

Auch Glimmerschiefer sind in der Aufzählung spärlicher vertreten, als sie tatsächlich in dem tiefsten Diluvium vorkommen; in vielen Fällen zerfielen die aus dem Geröllsand entnommenen Proben in der Hand.

Unter dem oben angegebenen Vorbehalt können als gut bestimmt gelten:

Gneis	in	355	Stücken
Glimmerschiefer	„	10	„
Granit	„	369	„
Granitporphyr	„	6	„
Quarzporphyr	„	28	„
Laurvikit	„	3	„
Nordmarkit	„	9	„
Nordmarkitporphyr	„	2	„
Rhombenporphyr	„	69	„
Grorudit (?)	„	1	„
Diabas u. -porphyrit	„	10	„
Venjanporphyrit	„	1	„
Hälleflinten	„	16	„
Feldspatsandstein	„	1	„
		880	Stücke.

Unter den Graniten befanden sich 3 Ålandsrapakivis, unter den Granitporphyren 1 Påskallavikporphyr aus Småland, unter den Quarzporphyren 6 Bredvadporphyre und 3 sog. jüngere Quarzporphyre mit Fluidalstruktur aus Elfdal.

Ebenso wie die Zusammensetzung der krystallinen Geschiebe aus der Sandschliffzone (Stolley, Sylt III) ist auch die Zusammensetzung der Geschiebe der tiefsten Moräne auf Sylt ganz abweichend von der aller übrigen bisher auf ihren Geschiebeinhalt untersuchten Diluvialablagerungen, ganz verschieden namentlich auch von der Zusammensetzung der Hauptmoräne auf Sylt, die zwar reich an norwegischem Material ist, aber doch dieses nicht in entfernt so starkem Maße einschließt. Während sonst das Material aus dem Nordosten und Osten ganz bedeutend vorherrscht, haben wir hier einen für Norddeutschland beispiellosen Reichtum an norwegischem Material. Zweifellos verbirgt sich unter den Graniten und Gneisen manches Stück aus Norwegen, aber ganz abgesehen davon machen schon die ihrer Herkunft aus dem Christianiagebiet nach sicher bestimmbaren Gesteine ungefähr $10^0/_0$ des gesamten Materials aus. Das Verhältnis von Gneis und Granit, nahezu 1 : 1, spricht ebenfalls für einen Urprung der Geschiebe im Wesentlichen aus dem

westlichen Skandinavien, wo die Gesteine der Gneisformation bekanntlich eine besonders wichtige Rolle spielen. Die Hälleflinten sind nicht unbedingt auf Småland, wo solche Gesteine allerdings besonders reich entwickelt sind, zu beziehen, sondern können ebensowohl z. T. aus Dalarne, das durch die Quarzporphyre, abgesehen von den hier nicht gezählten zahlreichen Dalaquarziten und den Venjanporphyrit, vertreten ist, stammen. Das baltische Gebiet ist, im Gegensatz zu der früher von mir untersuchten Ablagerung, wenn auch in geringem Maße, so doch durch Rapakiwi- und Påskallavikporphyr vertreten. Sie erscheinen als Fremdlinge, die allerdings beweisen, daß die erste Vereisung, der wir dieses unterste Diluvium bis auf Weiteres zurechnen müssen, zwar ein wesentlich nördlich- bis nordöstliches Ausgangsgebiet hat, doch auch einzelne Zuflüsse aus dem baltischen Gebiet gehabt hat. Der eigenartige Charakter des untersten Diluviums wird aber davon kaum berührt.

Es wurde bereits in vorstehenden Ausführungen darauf hingewiesen, daß das Profil des Roten Kliffs sich fast alljährlich ändert, sei es durch neue Abstürze,[1]) wie sie namentlich 1904 und 1905 in starkem Maße stattfanden, sei es durch Überwaschungen, die die frischen Aufschlüsse schnell verdecken.

Bei der hohen Bedeutung des Kliffs für die Darstellung des norddeutschen Diluviums erscheint es deswegen angezeigt, einige Details im Bilde und in der Beschreibung festzuhalten.

Herr Landesgeolog Dr. C. Gagel, mit welchem ich gemeinsam das Rote Kliff begangen habe, und der gleich mir davon überzeugt ist, daß am Roten Kliff zwei scharf getrennte, ganz verschiedenaltrige Moränen vorliegen, hat einige von ihm gemachte Aufnahmen und Profile von interessanten und lehrreichen Stellen freundlichst zur Verfügung gestellt. Die Profile und Aufnahmen sollen insbesondere zeigen, daß die verschiedensten Bildungen des untersten Diluviums: Sande, Tone und Geschiebemergel aufgerichtet und gefaltet sind und diskordant von der

[1]) Ich konnte in diesem Sommer wiederholt beobachten, daß namentlich die Unterlagerung der Moräne durch den „Kaolinsand“ schuld an dem raschen Zurückschreiten des Roten Kliffs ist. Bei starkem Westwind wird der „Kaolinsand“ fortgeblasen, es entstehen Unterhöhlungen der Hauptmoräne, die trotz der relativen Festigkeit des Hauptgeschiebemergels sein Nachstürzen bewirken. Da die Westwinde auf Sylt fast dauernd wehen, die Fluten der See aber die Basis des Kliffs nur selten erreichen, dürfte die Annahme berechtigt sein, daß weniger die Sturmfluten, denen man gemeiniglich die Zerstörung der Kliffs in erster Linie zuzuschreiben pflegt, als die Westwinde das Land verkleinern. Wo die „Kaolinsande“ durch Abrutsch oder Überwaschungen verdeckt sind, scheint das Kliff sich länger zu halten.

durch die Sandschliffzone bezeichneten Denudationsfläche abgeschnitten werden.

1. Profil südlich der Kampener Treppe.

S

N

Profil 1.

m_2 Hauptmoräne, über 10 m mächtig. s_1 Diluvialsande, die ältere Moräne m_1 unter- und überlagernd.
Die Sande sind z. T. gelblich (in den Zeichnungen schwach punktiert) z. T. rostfarbig verwittert (stärker punktiert), die unterste Moräne ist sehr sandig, deutlich grüngrau gefärbt.
In den „Kaolinsanden“ ks (rechts) fanden sich nordische Gerölle in den Kieslagen 2 m unter den Sanden s_1.
α Abrutsch.





Fig. 2. C. Gagel phot. 1905.

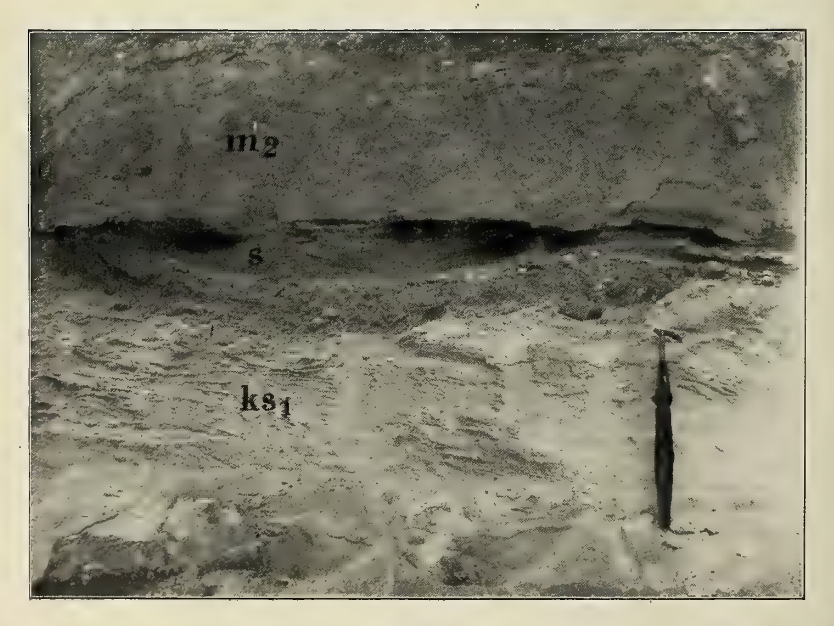


Fig. 3. C. Gagel phot. 1905.

J. F. Starcke, Berlin W.


BRITISH MUSEUM
G
D.
NATURAL HISTORY



Fig. 4.

C. Gagel phot. 1905.



Fig. 8.

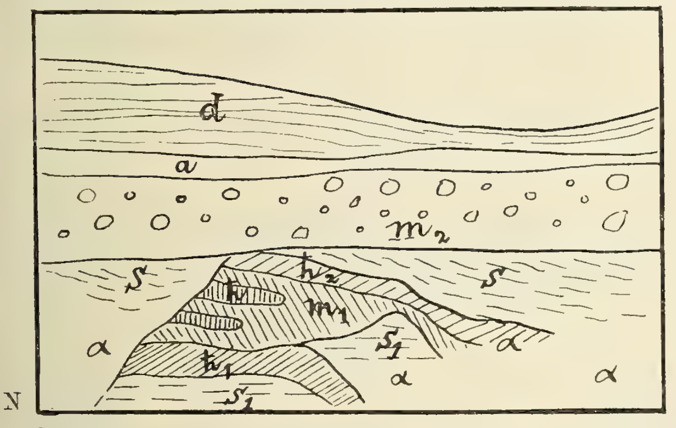
C. Gagel phot. 1905.

J. F. Starcke, Berlin W.

Fig. 2 gibt ein Bild der Auflagerung der Hauptmoräne auf den diskordant geschichteten „Kaolinsanden" in der Gegend der Buhne XIII. Noch 6 m unter der Hauptmoräne m_2 enthielten die Kaolinsande ks_1 unzweifelhaft nordisches Material, das namentlich in den horizontalen groben Kieslagen angetroffen wurde. Etwas weiter südlich lagen unter den diluvialen „Kaolinsanden" noch unzweifelhafte diluviale Tone. Die mit ks bezeichneten untersten Sande und Grande sind die von L. Meyn als tertiär angesehenen, von E. Stolley zuerst als diluviale, als durch Gletscherwässer aufbereitet erkannten Kaolinsande.

Fig. 3 zeigt das Vorkommen der wiederholt genannten Sandschliffzone. Zu unterst liegen die diluvialen „Kaolinsande" ks_1, in der Mitte die sandgeschliffenen Geschiebe, ganz vorherrschend weiße Quarze, Quarzite, Blauquarze u. s. w., untergeordnet Gneise, Granite u. s. w. Über den Geschieben eine schmale Zone zum untersten Diluvium gehöriger Sande s_1, frei von Geschieben, zu oberst die Hauptmoräne m_2.

Fig. 4 stellt das Profil 100—110 m ndl. Buhne X dar. Zur Erläuterung der Details dient nachstehende Zeichnung. (Fig. 5.)



d. Düne.

a. Humoser Haidesand, übergehend in bis 0,25 m mächtige geröllfreie geschichtete gelbe Sande, darunter 0—0,25 m fluvioglaciale Geröllzone.

m_2 Hauptmoräne.

Unterstes Diluvium:

- $\mathfrak{h}_2$ Sehr glimmertonähnlicher schwarzer Diluvialton, dem untersten Diluvium angehörend;
- m_1 unterste Moräne, fast schwarz, im wesentlichen aus aufbereitetem schwarzem Tonmergel bestehend, der noch in Gestalt intakter Schlieren darin eingeschlossen ist;
- $\mathfrak{h}_1$ dunkelbraune Diluvialtonmergel;
- s und s_1 unterste Diluvialsande.

α Abrutsch.

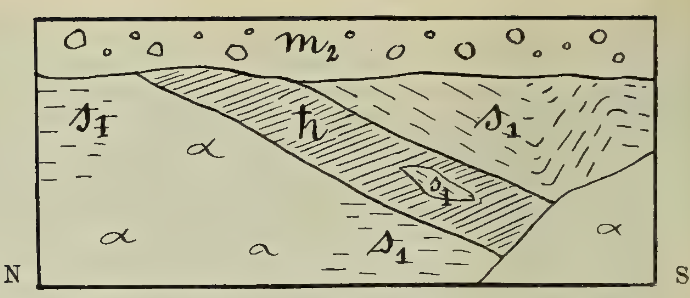


Fig. 6. Profil des untersten Diluviums 150 m südlich Buhne X.

m_2 Hauptmoräne.
h schwarzer Diluvialton } Unterstes Diluvium.
s_1 unterste Diluvialsande }
α Abrutsch.

Zwischen Buhne X und dem Wenningstedter Herrenbad erscheint folgendes Profil:

a. Zu oberst Geschiebekies.
b. Die Hauptmoräne m_2 auf 0,5—0,2 m reduziert.
c. 2 m unzweifelhafte grobe nordische Sande und Grande.
d. „Kaolinsand“ mit vereinzelten nordischen Geröllen.
e. Abrutsch.

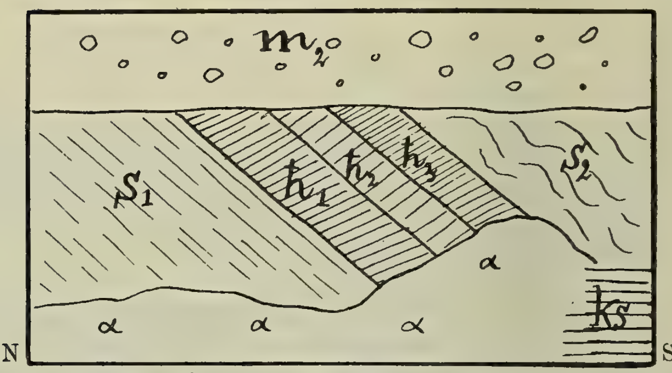


Fig. 7. Profil des untersten Diluviums 230—275 m südlich der Wenningstedter Treppe, unmittelbar nördlich vom Herrenbad:

m_2 Etwa 3 m mächtige Hauptmoräne
s_1 gelbe feine Sande }
h_1 schwarze Diluvialtonmergel }
h_2 gelbbraune „ }
h_3 dunkelbraune „ } Unterstes Diluvium.
s_2 gestauchte gelbe Diluvialsande }
ks Diluvialer „Kaolinsand“ }
α Abrutsch und Stranddüne.


BRITISH MUSEUM
NATURAL HISTORY
D.

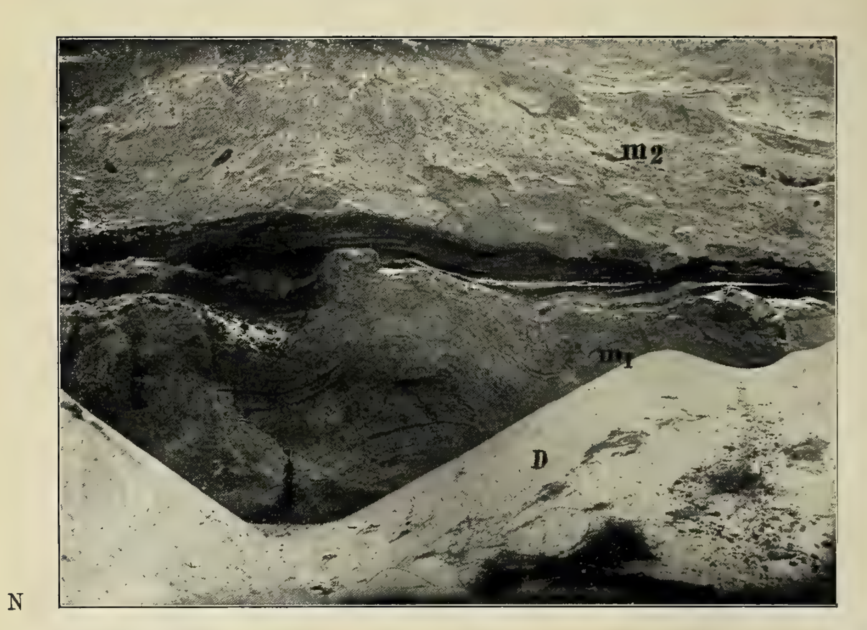


Fig. 9. C. Gagel phot. 1905.



Fig. 10. C. Gagel phot. 1905.

J. F. Starcke, Berlin W.

Fig. 8. Profil 150 m nördlich der Kronprinzentreppe. Es stellt die Überlagerung des gestauchten unteren Diluviums durch die Hauptmoräne dar. Zwischen beiden eine schmale Sandzone, die stellenweise verschwindet, sodaß an ihrer Stelle, abgesehen von der deutlich erkennbaren Abschneidung der untersten Diluvialbildungen, nur eine horizontale Farbgrenze tritt.

Die genauere Profilaufnahme ergab:

D^1 Düne, größtenteils zerstört.
0,75 m geschiebefreier Haidesand, gelbbraun, nach oben humos werdend.
0,1—0,2 m Geröllschicht.

m_2 Hauptmoräne.
0,0—0,05 m Diluvialsand } Unt. Diluv.

m_1 Unterste, stark gefaltete Moräne mit Sandstreifen, gelbbraun. } Unt. Diluv.

D Stranddüne.

Fig. 9. Überlagerung des gefalteten untersten Geschiebemergels durch den Hauptgeschiebemergel. 75 m nördlich der Kronprinzentreppe.

m_2 Hauptmoräne 1,5—2 m mächtig
0,3—0,6 m rostrot verwitterte, geschichtete grobe Diluvialsande.
s. 0,1—05 m gelbe, geschichtete, feine Diluvialsande.

m_1 Unterste Moräne, sehr stark gefaltet, zu Sätteln und Mulden zusammengeschoben. Deutlich geschichtet durch eingelagerte dünne Sandstreifen, unzweifelhaft echte Grundmoräne. 3 m sichtbar.

D Angelagerte Stranddüne.

Fig. 10. 190 m nördlich Buhne IX.
Hauptmoräne über untersten Tonen.

D^1 Düne.
0,25 m schwarzer Haidesand ohne Gerölle. Denudationsfläche.
0,25 m humoser Haidesand mit scharf geprägter Geröllzone.

Ohne scharfe Grenzen übergehend {
0,5 m weißer Sand mit einzelnen Geröllen.
0,1 m norartige Sande.
0,75 m fluvioglaciale Geröllsande.

m_2 1,25 m Hauptmoräne.

Unterstes Diluvium	im Norden	α Abrutsch.	im Süden
	s_1 1,5 m stark gestörte gefaltete Diluvialsande, unzweifelhaft nordisch, mit Streifen von Diluvialkies.	h_1	0,5—1,5m aufgerichtete diskordant abgeschnittene Diluvialtone, gequetscht und mit 2 ellepsoidischen ilsolierten Nestern von Diluvialsand s_1

Zu unterst Abrutsch. α.

Kurz zusammengefaßt, lehren die Geschiebe und Profile des Roten Kliffs bei Wenningstedt und Kampen:

1) Während der ersten Eiszeit wurde Sylt bedeckt von Ablagerungen, die ganz vorherrschend aus dem Westen Skandinaviens stammen und auf vorherrschend nord-südliche bis nordost-südwestliche Bewegungsrichtungen des Inlandeises hinweisen. Es finden sich sowohl echte Geschiebemergel als auch fluvioglaciale Ablagerungen. Vielfache Störungen dieser Ablagerungen deuten auf lebhafte Bewegungen des Eisrandes während der Bildung des untersten Diluviums hin.

2) Es folgt eine lange Interglacialzeit, während welcher die Oberfläche des untersten Diluviums eingeebnet wurde, ein Teil der Geschiebe stark vom Winde bearbeitet wurde und oberflächliche Oxydationsvorgänge zur Bildung norartiger Gesteine Anlaß gaben.

3) Bei dem Vorstoß des zweiten Inlandeises, des Haupteises, wurden die Ablagerungen des ältesten Diluviums ohne wesentliche Störungen von der Hauptmoräne überlagert. Die Geschiebe der Hauptmoräne weisen auf verschiedene Nährgebiete des Haupteises hin, es hat eine Verlegung der Transportrichtungen von der Nordsüdrichtung bis in die Ostnordost—Westsüdwestrichtung stattgefunden. Die aus dem östlichen Skandinavien herkommende Bewegung hat vorgeherrscht, insbesondere am Schluß der zweiten Eiszeit. Die Ablagerungen bestehen vorherrschend aus Geschiebemergel, der von Geschiebedecksanden, die nicht scharf von ihm zu trennen sind, bedeckt wird. Auch fluvioglaciale Bildungen kommen in dieser Periode vor.

4) Geschiebeführende Ablagerungen der dritten Eisperiode sind bisher nicht nachgewiesen.

---

28. Noch einmal die „postsilurischen nordischen Konglomerate“ GAGELS.

Von Herrn E. STOLLEY.

Braunschweig, den 27. Juli 1905.

Eine Erwiderung GAGELS[1]) auf meine briefliche Mitteilung vom 4. und 13. April 1905[2]) macht einige kurze Bemerkungen meinerseits zu den Fragen des Alters und der Herkunft der be-

[1]) Monatsber. 5 dieser Zeitschr. 1905 S. 214.
[2]) Monatsber. 4 dieser Zeitschr. 1905 S. 173.

sprochenen Konglomerate notwendig. Ich werde mich dabei streng an die Tatsachen halten, wie ich dies auch in meiner ersten Mitteilung getan habe, und glaube dadurch der Sache besser zu dienen als auf dem von GAGEL in seiner Erwiderung leider beschrittenen Wege.

Tatsächlich läßt GAGEL in seiner ersten Mitteilung den Beweis, daß Gerölle von Ramsåsa-Gestein, Quarzporphyr, Diabas u. s. w. sämtlich in einem und demselben Gesteinsstück zusammen vorkommen, vermissen; daran vermag auch die jetzige „Erwiderung" nichts zu ändern. GAGEL sprach in ersterer einerseits von ziemlich häufigen groben Konglomeraten mit zahlreichen großen Stücken roter Kalke, dünnplattiger sandiger Tonschiefer, dünnplattiger toniger Sandsteine, minder zahlreichen Quarziten, spärlichen Chalcedonen, Quarzporphyren, Diabasen, Gneisen, Quarzkörnern und Phosphoriten, ohne ausdrücklich hervorzuheben, daß alle diese Stücke stets oder doch in einzelnen Fällen ein und dasselbe Geschiebe charakterisierten und ohne jeglichen Hinweis auf obersilurische Ramsåsa-Gerölle. GAGELS Ausdrucksweise, in Sonderheit das Wort „darin", auf welches GAGEL jetzt so großen Wert legt, kann ebensowohl bedeuten, daß in den „ziemlich häufigen", also vermutlich in größerer Anzahl gesammelten Konglomeraten von einander offenbar sehr ähnlicher äußerer Beschaffenheit die genannten Geröllstücke nicht immer alle miteinander, sondern nur überhaupt, bald in dieser, bald in jener Vergesellschaftung vorkommen.

Weiter berief GAGEL sich auf ein von Herrn Dr. SCHRÖDER gesammeltes solches Konglomerat mit Geröllen von rotem Beyrichienkalk und nannte schließlich noch ein weiteres „solches Geschiebe, das ebenfalls[1]) Gerölle von rotem und gelblichem Beyrichienkalk" enthielt, welche den Ramsåsa-Gesteinen glichen. Die Bezeichnungen „ein solches Konglomerat", „ein solches Geschiebe" können unmöglich als vollgültiger Beweis dafür angesehen werden, daß die betreffenden beiden Geschiebe auch die sämtlichen vorher genannten sehr mannigfaltigen Gesteinsarten neben den Ramåsa-Gesteinen als Gerölle enthalten.

Tatsächlich sind die beiden letztgenannten Geschiebe GAGELS, deren Identität mit den früher (1895) von mir beschriebenen Konglomeraten mir auch jetzt nicht zweifelhaft ist, zugestandenermaßen die einzigen, in denen Ramsåsa-Gesteine als Gerölle zweifellos sichergestellt sind; dagegen ist „in dem roten Kalke der anderen Konglomerate[2]) nichts bestimmbares enthalten

[1]) Dies „ebenfalls" kann sich nur auf das von Dr. SCHRÖDER gesammelte Geschiebe beziehen.

[2]) Von mir gesperrt.

und sie könnten z. T. vielleicht auch Unter-Silur sein". Damit gibt Gagel ausdrücklich die von ihm eben noch so lebhaft bestrittenen Unterschiede zu und rechtfertigt so selbst die von mir geäußerten Zweifel an der Identität aller dieser Geschiebe miteinander.

Gewiß ist es eine wichtige und interessante Mitteilung[1], daß Gagel jetzt ausdrücklich aus dem einen Konglomerat-Geschiebe das Vorhandensein aller der genannten Rollstücke neben den Ramsåsa-Gesteinen namhaft macht, aber diese Mitteilung ist in der ersten Notiz Gagels nicht in unzweideutiger Form enthalten, sie schließt auch keineswegs aus, daß ein Teil der Konglomerate ohne Ramsåsa-Gesteine nicht doch nach Alter und Herkunft von ersteren getrennt zu halten seien, jedenfalls hat sie nicht die Kraft, meinen Bemerkungen vom April 1905 das Recht des kritischen Zweifels zu nehmen.

Dieser Zweifel war umso gerechtfertigter, als Gagel offenbar keinen Anstoß an der doch ohne Zweifel sehr bemerkenswerten Vergesellschaftung von Ramsåsa - Gesteinen mit Quarzporphyr - Geröllen nahm. Eine solche Vergesellschaftung von Geröllen mußte, falls sie wirklich vorlag, aus den früher von mir erörterten Gründen eine besondere Überlegung und Erklärung erheischen, die ich eben bei Gagel auch vermißte. Obwohl, oder vielmehr gerade weil Gagel nunmehr von dieser Vergesellschaftung als einer unbestreitbaren Tatsache spricht, bleibt der Inhalt des letzten Absatzes der Nachschrift meiner brieflichen Mitteilung voll gültig; hinzufügen kann ich noch, daß es von erheblicher Wichtigkeit sein wird, zu prüfen, ob die Gerölle von Quarzporphyr dem Dalarner, dem Smålander oder dem Ostsee-Quarzporphyr Skandinaviens entsprechen.

Nach wie vor ist es also meine Überzeugung, daß die endgültige Lösung der Fragen nach dem Alter und der Herkunft der Konglomerate sich nur durch eine weit minutiösere Prüfung jedes einzelnen Geschiebes inbezug auf alle in ihm enthaltenen Rollstücke, durch mikroskopische Untersuchung und Vergleichung der kristallinen Gerölle mit Gesteinen Skandinaviens, durch eine möglichst genaue Prüfung auch der Sedimentär-Gerölle, unter gleichzeitiger Berücksichtigung der Verbreitung der Konglomerat-Geschiebe, wird ermöglichen lassen. Gagels Material wird dafür sicherlich eine gute, wenn auch vielleicht noch nicht ausreichende Grundlage bilden.

---

[1]) Vorausgesetzt, daß sie ohne jegliche Einschränkung bestehen bleibt.

// Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 9. 1905.

Fünfzigste Allgemeine Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Tübingen.

Protokoll der Sitzung vom 14. August 1905.

Der Geschäftsführer Herr Koken eröffnete die Sitzung um $9^1/_4$ Uhr mit folgender Ansprache:

Mit hoher Freude haben wir es in Tübingen begrüßt, daß Sie unserer Einladung gefolgt sind und unsere Musenstadt zum Ort ihrer diesjährigen, der fünfzigsten Versammlung gewählt haben, und ich kann hinzufügen, daß auch weit über die Mauern Tübingens hinaus, im ganzen Lande, welches seit alten Tagen der Geologie in Treue anhängt, Freude über diese Ihre, uns ehrenvolle Wahl entstanden ist. So habe ich denn auch meine Einladung in einem weiteren Sinne gefaßt und Sie nicht nur im Namen der Tübinger Geologen sondern zum Schwabenlande zu Gaste gebeten und in gemeinsamer Tätigkeit mit meinen Kollegen in Stuttgart versucht, Ihnen die solange bekannten und doch immer neue Anregung bietenden geologischen Formen des Landes in weiter ausholenden Exkursionen zu einem Gesamtbilde zusammenzufügen.

Sie stehen in einem der geologisch am längsten und genauesten durchforschten Länder, und wenn selbst hier aus scheinbar den klarsten Verhältnissen stets neue Probleme entgegenwachsen und Stoff zu anregender Arbeit unerschöpflich zuströmt, so können wir beruhigt darüber denken, daß wir das wissenschaftliche Kapital noch nicht aufgezehrt haben und auch denen, die nach uns kommen, Nahrung übrig bleibt. Als ich die Bände der Zeitschrift durchblätterte, um die Geschichte der letzten 50 Jahre in Ihrem Auftrage zusammenzustellen, trat mir so recht vor Augen, wie ein scheinbar erschöpfend behandeltes, man könnte auch sagen abgetanes, Problem sich wieder erhebt und unser Vordringen verzögert. Oft hat sich der Standort geändert, von dem wir die Aufgabe betrachten, oft aber finden wir uns auch unvermutet auf derselben Stelle, von wo unsere Vorfahren den

Blick schweifen ließen. In unser Programm sehen Sie einen Ausflug nach Nusplingen aufgenommen, wo Sie die eigenartige Geschichte der letzten Juraphasen aus der Bildung der Plattenkalke und der rauhen Albfelsen deuten sollen. Vor kaum Jahresfrist sind rasch nacheinander zwei wichtige Arbeiten über die Geologie Nusplingens und Solnhofens erschienen, die uns zu diesem Ausfluge mitveranlassen; vor mehr als 50 Jahren, im Gründungsjahr der Gesellschaft, galt die erste Exkursion. die uns BEYRICHS Meisterhand beschrieben hat, den Steinbrüchen von Solnhofen, und als vor mehr als einem Menschenalter die Gesellschaft in Tübingen tagte, war es der unvergeßliche OSKAR FRAAS, der über die interessanten Verhältnisse Nusplingens Bericht erstattete. Im Jahre 1853 konnten in Tübingen zum erstenmale geologisch kolorierte Blätter der Karte 1 : 50000 unseres Landes vorgelegt werden, und in diesem Jahr begrüßen wir den Beginn einer neuen Kartierung, über deren Resultate Sie sich im Schwarzwalde unter kundiger Führung ein eigenes Urteil bilden konnten.

Manches Beispiel aus der allgemeinen, der petrogenetischen oder der tektonischen Geologie läßt sich daneben stellen.

Für mich liegt hierin keine Entmutigung, aber die sehr eindringliche Lehre, daß eine historische Wissenschaft nicht durch geistreiche Gedanken voranschreitet, sondern daß ihr Fortschritt sich allein nach dem bekannt werdenden Urkundenmaterial vollzieht. Den Erfindungen des Physikers, welche als Resultat scharfsinniger Vorarbeiten die ganze Wissenschaft um eine volle Staffel heben, haben wir nichts Gleichwertiges an die Seite zu stellen; auch unsere Entdeckungen können wir nur vergleichen den Funden des Historiographen in einem neu geöffneten Archiv.

Die Perspektive der Zeit öffnet sich weiter und tief, wenn wir nicht die Sache, sondern die Persönlichkeiten unserer Wissenschaft ins Auge fassen. Was die 52 Jahre bedeuten, seit die Deutsche geologische Gesellschaft ihre Tagung in Tübingen abhielt, lehren uns die Namen der Teilnehmer. MERIAN aus Basel Vorsitzender, VON STROMBECK Vizepräsident, QUENSTEDT Geschäftsführer, OSKAR FRAAS und OPPEL Schriftführer — sie alle ruhen, mit Ehren bedeckt, längst in der Erde, aber mit Freude können wir sagen, daß ihr Andenken unter uns lebt und daß unsere Generation jener entschwundenen die schuldige Dankbarkeit bewahrt hat. Nicht in dem Sinne hängen wir von Urkundenmaterial ab, daß die Persönlichkeit uns nichts bedeutet. Im Gegenteil, je mühsamer die Arbeit durch die Einzelforschung gefördert wird, desto machtvoller gestaltet sich das Wirken des Mannes, der neben eigener Arbeit auch andere zu ermutigen und

mitzureißen versteht und dafür sorgt, daß die Begeisterung für die Wissenschaft von Idealen getragen bleibt, ob nun die Fortschritte groß oder klein sind.

Von selbst kehren unsere Gedanken zu dem ersten Lehrer der Geologie in Tübingen zurück, zu dem Angelpunkte der damaligen schwäbischen Geologie, dem Gründer der Tübinger Sammlung, zu Friedr. August Quenstedt. Er ist dem schwäbischen Lande noch heute so vertraut, daß es ein vergebliches Bemühen wäre, ihn, den eingewanderten Niedersachsen, für Norddeutschland zu reklamieren. Und doch war es niedersächsische Genauigkeit und Zähigkeit, angeborener praktischer Sinn, der das Ziel richtig steckt, harter Eigensinn, der nur den abgesteckten Privatweg wandeln will, und mit Energie andere von diesem Privatweg fernhält, die Quenstedts Forschungsgang auszeichnen. Er war kein Genius, und ihm fehlte, was den Schwaben anzieht, die sinnende, vergeistigende Art, der Zug ins Breite und Allgemeine, zum Grübeln und Spekulieren. Was ihn dem schwäbischen Volke näher, so nahe rückte, war eben, daß er urwüchsig an Arbeitskraft, in Liebe für die umgebende Natur, urwüchsig und schlank in Rede und Schrift, behaglich im Scherz und treu den Vorfahren in seinem historischen Sinne war. So ist er, der in Berlin als Assistent am Mineralienkabinet begann, in Schwaben heimisch geworden, ohne seine Eigenart aufzugeben, und so hat er, ohne der Forschung unerschlossene Wege zu öffnen, durch seine Persönlichkeit einen Einfluß gewonnen, der uns noch heute umspinnt. Sie wissen alle, daß Quenstedts Bedeutung als Geologe und Paläontologe in seinen Juraforschungen liegt, und wenn Sie sich in der Sammlung umsehen, werden Sie finden, daß wir auf den Etiketten noch immer an den Quenstedtschen Stufenbezeichnungen festhalten, und Sie werden auch viele paläontologische Bezeichnungen finden, welche die Spezialisten als vorsintflutlich bezeichnen.

Man mag sagen, daß wir zu sehr am Alten kleben, aber wo eine Terminologie so sehr im allgemeinen Gebrauch sich festgesetzt hat, hat sie ihre Existenzberechtigung erwiesen. Im Großen beruht die Quenstedtsche Teilung des Jura auf denselben Prinzipien, wie die spätere Oppels, und grade Quenstedt war es, der die Verwendung der Paläontologie zum sicheren Fundamente der schwäbischen Schichtenlehre gemacht hat. Wenn er, der stets auch die landschaftliche Form aus inneren geologischen Gründen zu erklären strebte, sich durch den scheinbar so sicheren Stufenbau der schwäbischen Alb und die Unbestimmtheit der Fossilien dazu verleiten ließ, von seinem eigenen Prinzip abzugehen, so läßt sich hier mit leichter Mühe ändern, ohne daß

man deswegen das ganze Gebäude in einen Schutthaufen zu verwandeln braucht. Auch die eigenartige trinomische Bezeichnungsweise die QUENSTEDT bei der Schilderung der Versteinerungen bevorzugte, hat, nachdem sie Jahrzehnte lang hier im Lande herrschend war, viele Angriffe zu bestehen gehabt und ist mehr und mehr eingeengt. Ob mit Recht und ob auf die Dauer, ist mir zweifelhaft. Sie ist entstanden nicht aus der Bequemlichkeit des Sammlers, der ohne Mühe seine Sachen nach dem Lager auseinander halten will, sondern aus feiner, abwägender Beobachtung heraus. Sie will nicht nur klassifizieren, sondern die Zusammenhänge heraustreten lassen, und hierin ist sie unübertrefflich. Sie sagt und bedeutet etwas, wo die moderne Nomenklatur verschleiert. Auch der Einwurf, daß sie die Prinzipien der LINNÉschen Nomenklatur durchlöchert, ist insofern unberechtigt, als diese durch die Einführung von Untergattungen, Sektionsnamen u. s. w. längst durchlöchert ist.

M. H. Als ich mein Amt antrat, fand ich die berühmte Sammlung, die Frucht des emsigen Fleißes, in einem traurigen Zustande, in ungenügenden, der Erhaltung ungünstigen Räumen zusammengepreßt. Die Herren, die damals von der Stuttgarter Versammlung nach Tübingen kamen, werden sich des Eindrucks noch lebhaft erinnern. Ein Mann wachte aber über den Schätzen, als wären es seine eigenen — das war der alte Famulus und Diener JOH. KOCHER. Meine Reise nach Indien hat mich leider verhindert, an seiner letzten Ruhestätte auszusprechen, wie sehr ich seine Treue geschätzt habe und wieviel die Sammlung seiner Anhänglichkeit verdankt. Ich ergreife gern die Gelegenheit, das an dieser Stelle und bei dieser für das Institut und die Sammlung bedeutungsvollen Gelegenheit herauszuheben.

Nach langen Vorverhandlungen ist es gelungen, der Sammlung und dem Institute ein neues Heim zu schaffen, in dem sie sich, jedes in seiner Art, entfalten mögen.

Es ist das nicht meine Arbeit allein, sondern schon mein Vorgänger BRANCO hat dafür gekämpft und gearbeitet und den Boden vorbereitet, auf dem ich säen und ernten konnte. Wenn ich Sie nun jetzt nach Tübingen geladen habe, auch in der Absicht, Ihnen das neu erblühte Institnt zu zeigen, so weiß ich, bei aller Freude über das Erreichte, doch sehr wohl, daß nicht alles vollkommen ist, und Ihrem fachmännischen Blick werden die Schwächen der Anlage und der Einrichtung nicht entgehen. Aber der Fachmann weiß auch besser, als jeder andere, wie verschiedenartige Zwecke in diesem einen Gebäude verfolgt werden mußten und daß, um allen im Durchschnitt gerecht zu werden, das Optimum für einen einzelnen Zweck nicht voran gestellt werden durfte.

Sie haben vor 52 Jahren zusammen mit den Naturforschern und Ärzten hier getagt. Tübingens Wachstum ist kein derartiges, daß wir hoffen dürften, die große Vereinigung ein zweites Mal in unserer Stadt zu begrüßen, aber von den Geologen hoffe ich, daß sie uns nicht wieder so lange auf ihren Besuch warten lassen.

Und nunmehr wünsche ich Ihnen, daß unsere gemeinsame Arbeit Sie und uns alle befriedigen werde und daß Sie später sich gern der Tagung in Tübingen erinnern werden.

Glückauf!

Von Sr. Exzellenz dem Staatsminister für Kirchen- und Schulwesen von Weizsäcker ist der Versammlung ein Begrüßungsschreiben zugegangen, welches der Geschäftsführer verliest.

Dann wird die Gesellschaft durch den Rektor der Universiät Tübingen, Herrn Prof. von Lange begrüßt, welcher im Namen der Universität einen von Herrn Koken verfaßten Führer durch die geologischen Sammlungen den Teilnehmern überreicht.

Herr A. Sauer-Stuttgart begrüßte die Gesellschaft im Namen des statistischen Landesamts.

Im Auftrage des kgl. statistischen Landesamtes habe ich die Ehre, die 50. Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Württemberg willkommen zu heißen. Es entspricht durchaus den Traditionen unseres Landesamtes, den vielseitigen Bestrebungen der geologischen Wissenschaft immer ein lebhaftes Interesse entgegengebracht zu haben; denn unser Landesamt war und ist bekanntlich nicht allein eine statistische Behörde, sondern auch zugleich Zentralstelle für die gesamte topographische Aufnahme des Landes und steht schon als solche der Geologie nicht fremd gegenüber, zumal im Lande Württemberg, wo von jeher die Topographie und Geologie Hand in Hand gingen. In dieser Beziehung mag daran erinnert werden, daß schon im Jahre 1843 der Topograph Paulus den Vorschlag machte, zusammen mit der damals im Werke befindlichen topographischen Aufnahme die Grenzen der geologischen Formationen einzutragen mit der Begründung, daß nur derjenige Topograph, der mit geologischen Augen sehe, die Terrainformen richtig zu erfassen und darzustellen vermöge.

Man darf behaupten, daß mit diesem Vorschlage ein kräftiger Anstoß für die bald darauf erfolgende erste geologische Aufnahme des Landes gegeben wurde, die dann unter Führung von Oskar Fraas und Quenstedt, unter Mitwirkung von Deffner und Hildenbrand, sowie von Bach und Paulus als gleichzeitigen Topographen zu dem bekannten vorbildlichen Kartenwerke, dem vom Landesamte herausgegebenen geognostischen Atlas 1 : 50 000

ausgestaltet wurde. BACH hat auch eine der ältesten geologischen Übersichtskarten von SW-Deutschland zusammengestellt. Es ist hier nicht am Platze, des näheren aufzuzählen, in wie vielfacher Hinsicht sich das Landesamt auch sonst noch auf dem Gebiete der kartographischen und praktischen Geologie betätigte; nur sei noch an die neuere C. REGELMANNsche geologische Übersichtskarte 1 : 600000 erinnert. Wie sehr diese Karte benutzt und geschätzt wird, lehrt der Umstand, daß sie innerhalb kurzer Zeit mehrere Auflagen erlebt hat, die neueste, 5. Auflage ist in diesen Tagen erschienen. Es gereicht mir zur besonderen Freude, im Auftrage des statistischen Landesamtes den Teilnehmern an der gegenwärtigen Tagung der Deutschen geologischen Gesellschaft ein Exemplar dieser Karte überreichen zu dürfen. Dieselbe ist gegen die vorhergehenden Auflagen nicht bloß im wesentlichen verbessert, sondern auch erweitert worden. Mit der Erweiterung des Kartengebietes nach Westen bis zum Meridian von Belfort konnte die gesamte Mittelrheinebene mit den westlichen und nördlichen Randgebirgen in die Darstellung einbezogen und ein abgerundetes geologisches Bild des gesamten Südwestdeutschland gewonnnen werden. Damit sind wir vielseitig geäußerten Wünschen nachgekommen und hoffen, es werde der Karte auch in dieser erweiterten Form die Anerkennung der Fachgenossen nicht versagt bleiben. Denjenigen aber, die auch diesmal durch Überlassung von kartographischem Material oder durch sonstige Beiträge dem Werke ihre Hilfe gelichen haben, den in Betracht kommenden geologischen Landesbehörden und einzelnen Fachgenossen, sei auch an dieser Stelle der herzlichste Dank des statistischen Landesamtes ausgesprochen.

Als vor drei Jahren auf Antrag des kgl. Finanzministeriums die neue geologische Landesaufnahme ins Leben gerufen wurde und es sich darum handelte, dieselbe an eine bestehende Behörde anzugliedern, da mußte nach dem gesamten Entwicklungsgange, den die geologische Kartographie in Württemberg eingeschlagen hatte, in erster Linie das statistische Landesamt in Betracht kommen. Deshalb wurde das neue Institut mit einem besonderen Leiter dem Landesamt als geologische Abteiluug eingefügt und die Fürsorge getroffen, daß die neue Landesanstalt nach Maßgabe der znr Verfügung stehenden Mittel den in sie gesetzten Hoffnungen mit Bezug auf wissenschaftliche und praktische Betätigung nachzukommen in der Lage ist. Zwei Blätter (Freudenstadt und Oberthal) sind bereits fertiggestellt und sollen demnächst zur Veröffentlichung gelangen.

So hat sich jetzt das statistische Landesamt zu einer geologischen Landesbehörde im modernen Sinne erweitert und ent-

wickelt; durch das Ziel gleicher und gemeinsamer Kulturarbeit darf es sich mit den übrigen deutschen geologischen Landesanstalten und vor allem auch mit der Deutschen geologischen Gesellschaft verbunden fühlen; in diesem Sinne hat es mich beauftragt, der Deutschen geologischen Gesellschaft heute zu Beginn ihrer Tagung in Tübingen die besten Wünsche für einen gedeihlichen Verlauf der Verhandlungen zum Ausdruck zu bringen und den hier versammelten deutschen Geologen ein herzliches „Glückauf“ zuzurufen.

Im Anschluß hieran überreichte Herr A. SAUER die neue geologische Übersichtskarte von Württemberg in 1 : 600000 sowie die Blätter der Sektionen Tübingen, Böblingen, Kircheim und Horb in 1 : 50000 als Geschenk an die Teilnehmer der Exkursionen.

Herr SCHMEISSER-Berlin übermittelte eine Einladung der kanadischen Regierung im Anschluß an den Kongreß in Mexiko.

Zum Vorsitzenden des wissenschaftlichen Teils am ersten Tage wurde Herr CREDNER, zu Schriftführern wurden die Herren STILLE, WÜST, v. HUENE und zu Kassenrevisoren die Herren GRAESSNER und SCUPIN gewählt.

Der Vorsitzende bringt den Dank der Versammlung für die Begrüßungen und Ansprachen zum Ausdruck.

Herr **C. REGELMANN**-Stuttgart sprach über: **Die wichtigsten Strukturlinien im geologischen Aufbau Südwestdeutschlands.** Die soeben fertiggestellte fünfte Auflage der „Geologischen Übersichtskarte von Württemberg und Baden“ umfaßt nun auch das Elsaß, die Pfalz, Teile der preußischen Provinz Rheinland, den südlichen Teil des Großherzogtums Hessen, das westliche Bayern bis zum Ansbacher Meridian, ein beträchtliches Stück der Voralpen und des Schweizerischen Molasselandes, sowie endlich größere Gebiete des Schweizerisch-Französischen Jurazuges und des Lothringischen Tafellandes. Die Karte ist mit einem reichen Tatsachenmaterial der Tektonik ausgestattet und enthüllt damit dem aufmerksamen Beschauer die wichtigsten Strukturlinien im Grundplan des schönen Schichtstufenlandes, das den Sammelnamen „Südwestdeutschland“ trägt.

Vielgestaltig erscheint der geologische Aufbau dieses Landes, und doch zeigen sich auch hier ruhende Pole in der Erscheinungen Flucht; einfache einheitliche Grundgedanken eines weisen großzügigen Schöpfungsplanes.

Als solche betrachten wir die wichtigsten Strukturlinien des Schichtengebäudes. Richtung und Stärke der gebirgsbildenden Kräfte haben ihre deutlichen Spuren hinterlassen in den Elementen

der Tektonik: Streichen und Fallen der aufgerichteten Schichtentafeln; Richtung und Art der Faltenzüge; Richtung und Sprunghöhe der Zerreißungen an den Bruchlinien der Erdkruste, den Verwerfungsspalten; Bau und Richtung der großen Mulden (Richtung der Synklinalen); Bau und Richtung der großen Sättel (Richtung der Antiklinalen); endlich die Gestaltung der Flexuren, d. h. der Schichtenabbiegungen und diejenige der Überschiebungen. Darin spiegeln sich vor allem die großen Gebirgsbewegungen, welche schon in alten Zeiten im „Variskischen[1]) Grundgebirge" stattfanden, aber auch diejenigen, welche bei der Alpenfaltung und beim Einbruch des Rheintalgrabens das Antlitz Südwestdeutschlands umgestaltet haben.

Der geologische Aufbau des Landes zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge im Nordwesten und den Voralpen Vorarlbergs im Südosten unseres Kartengebietes ist so einheitlich, daß es möglich war, ein Querprofil von der Nordwestecke nach der Südostecke in ziemlich gerader Linie so zu zeichnen, wie es am unteren Rande der Karte zu sehen ist und demselben die Überschrift zu geben: „Gebirgsprofil quer zum Streichen." Damit ist bereits gesagt, daß die Streichlinien im großen und ganzen die Richtung Südwest-Nordost einhalten. Das Fallen geht vorwiegend nach Südost, aber auch entgegengesetzt nach Nordwest. Wir werden sofort im Einzelnen zeigen, daß viele Faltenzüge, Flexuren, Bruchlinien, sowie Mulden- und Sattelachsen Südwestdeutschlands diesem Variskischen[2]) Generalstreichen folgen. Durch drei Weltenalter hindurch haben sich die gebirgsbildenden Kräfte so geäußert, wie wenn ein gewaltiger horizontaler, tangentialer Druck aus Südost in dem südwestdeutschen Schichtengebäude immer von neuem ausgelöst worden wäre, oder wie wenn die Last der stets im Südosten in der Geosynklinalen — auf der tieferen Erdkruste — sich anhäufenden Sedimente eine Aufpressung des Grundgebirgskerne — dem heutigen Rheinlauf entlang — bewirkt hätte.

---

[1]) Das z. T. abgetragene „Variskische Grundgebirge" erstreckt sich bekanntlich — meist unter Tag — von dem französischen Zentralplateau bis zur Böhmischen Masse, bildet also für ganz Südwestdeutschland die palaeozoische Unterlage. (E. SUESS.)

[2]) Wir möchten vorschlagen, das gebirgsbildende System, welches — in der Tiefe — weithin alles Gebirge in eine ziemlich einheitliche Folge nordöstlich streichender Falten gelegt hat, nicht mehr das Rheinische, sondern das „Variskische System" zu nennen, um die sets nahe liegende Versuchung der Verwechselung mit den Bruchspalten des Rheintalgrabens zu beseitigen. Damit stimmt auch die Terminologie G. STEINMANNS (Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 2. 1892. S. 153.)

Betrachten wir, vom Nordwesten unserer Karte aus gegen Südosten vorschreitend, die einzelnen Schollen des Landes, so besteht:

Der Hochwald, ein Teil des großen Rheinischen Schiefergebirges, im wesentlichen aus unterdevonischen Hunsrückschiefern und Taunusquarzitzügen[1]. Wir sehen die über 1000 m mächtigen Schichtenstöße dieses alten Festlandes in steile Falten gelegt, welche hier die Richtung N 47° O[2] (d. h. nahezu Südwest—Nordost) einhalten. In diese Faltenzüge sind eingewickelt silurische bunte Schiefer und Phyllite (seidenglänzende Tonschiefer). Die Fallwinkel der Schichten sind groß, sie betragen 50°—90° und neigen meist gegen Nordwest. Diese Faltung ist vorpermisch, denn auf der Südseite des Hochwaldes breiten sich die Schichten des unteren Rotliegenden abweichend ganz ruhig über die Falten des Devonkörpers hinweg. Die Zeit der Faltung ist aber noch näher bestimmbar durch die Art der Auflagerung des Saarbrücker Oberkarbons auf die Devonfalten — unter Tag —, sie erweist sich dadurch als postkulmisch oder kurzgesagt vom Alter des mittleren Karbons. Die Faltung des Hoch- und Idarwaldes stimmt nahe überein mit der Faltungsrichtung des Rheinischen Schiefergebirges überhaupt, welche wir die Variskische Strukturlinie (ideal N 45° O) nennen wollen. Sie stimmt überein mit dem Generalstreichen des Erzgebirges.

Abweichend und muldenförmig lagern sich die kohlenführenden Schichten des Saar-Nahe-Gebietes[3] an den gefalteten Devonkörper des Hochwaldes und Idarwaldes an. Die 30 km breite grabenartige Einsenkung erstreckt sich merkwürdigerweise genau wieder in der Richtung SW—NO; die richtenden Kräfte der mittleren Karbonzeit haben also bis und nach dem Schluß der Permzeit gleichartig fortgewirkt, nur brachten sie statt der Faltung dem gegen 3000 m mächtigen produktiven Steinkohlengebirge an der Saar nur Mulden- und Sattelbildung und kräftige Einbrüche. Letztere, sowie das Aufsteigen der Eruptivgesteine, erfolgten wohl am Schluß der Ablagerung der Tholeyer Schichten; sie haben also das Alter des mittleren Rotliegenden. Bezeichnend ist der Verlauf des sog. „Kohlen-

[1] Vergl. die von der Kgl. Preußischen geologischen Landesanstalt veröffentlichten Spezialkarten 1 : 25000 und die dazugehörigen Erläuterungen. Berlin 1870—1904.

[2] Derartige Zahlenangaben sind als Mittelwerte zu betrachten, welche einen wahrscheinlich Fehler von ± 3° in sich tragen. Es ist stets das wahre (red.) Steichen gemeint.

[3] Vergl. A. Leppla, Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Festschrift. Berlin 1904.

sattels“ (in der Karte durch rote Kreuze angedeutet), welcher südlich von St. Avold ins Blatt einzieht, um über Saarbrücken nach Neunkirchen und Altenkirchen zu verlaufen; es ist die Richtung N 45° O. Auf derselben Linie erscheinen auch in der Verlängerung die kuppelförmigen Aufwölbungen der „Ottweiler Schichten“ des Bayerischen Kohlengebietes am Potzberg und Königsberg. Das Kohlengebirge wird, unter Tag, einige Kilometer südlich von Neunkirchen durch eine annähernd dem Sattel parallele Verwerfung abgeschnitten (siehe Profil), deren Sprunghöhe nach Kliver bei St. Ingbert 4000 m beträgt. Diese riesige Verwerfung durchschneidet den Nordflügel des Kohlensattels, deshalb steigen auf der Linie Saarbrücken — Neunkirchen die Steinkohlenflöze der unteren und mittleren „Saarbrücker Schichten“ unter einem Winkel von 35°—40° an den Tag herauf. Südlich von dieser Verwerfung erreicht dagegen der Bohrer nur die flözarmen „Ottweiler Schichten“. Auf der Ostseite wird der Sattel durch den sog. „Hauptsprung“ N 50° W bei Neunkirchen plötzlich abgeschnitten, sodaß auch dort ostwärts die ertragsreichen Flöze tief versenkt erscheinen.

Betrachten wir weiterhin das Hügelland des Rotliegenden, das sich zwischen Saarwellingen und Kreuznach bis zur Breite von 35 km ausdehnt, so sehen wir nicht nur in der Längenachse die Variskische Strukturlinie: SW—NO herrschen, sondern auch die Eruptivgesteine des sog. Grenzlagers — aufgepreßt in der Zeit zwischen der Ablagerung des mittleren und oberen Rotliegenden — folgen in ihrer Längenausdehnung aufs deutlichste der richtenden Kraft des Variskischen Systems. Viele Kilometer weit ziehen (in nordöstlicher Richtung) die Felsenkuppen der Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre in ausgezeichneter Weise orientiert durch das Hügelland dahin. Die eingepreßten Magmen folgten eben den Spalten und Bruchlinien der genannten Strukturlinie. Der Verlauf der Flußrinne der Nahe von den Quellen bis nach Kirn und der Glan auf der Strecke von Niederalben bis in die Gegend von Sobernheim folgen genau der gleichen Strukturlinie. Die heute an der Oberfläche sichtbaren Verwerfungslinien in dem weiten Hügellande des Rotliegenden an Nahe und Glan verlaufen in der mittleren Richtung N 56° O oder stehen nahezu senkrecht darauf, wie Kluft und Gegenkluft. Sie zeigen also annähernd variskische Struktur in Kombination mit derjenigen, welche nach NW gerichtet ist, und welche wir nach alter Übung „hercynisch“ nennen. Nur in zwei Fällen macht sich auch hier schon das „alpine“ System geltend, welches Bruchlinien hervorgebracht hat, die von West nach Ost verlaufen; wenn man nicht

diese Sprünge als Komponenten der beiden erstgenannten Systeme ansehen will.

Im Aufbau der großartigen, aber flachen Lothringer- oder Pfälzer Mulde zeigt sich wiederum sehr schön die variskische Strukturlinie SW—NO als Beherrscherin der Schichtenstellung, obgleich dieses Tafelland aus Trias- und Juraschichten gebildet ist. Den ausgezeichneten Arbeiten der preußischen, reichsländischen und bayerischen Landesgeologen[1]) verdanken wir die genaue Kenntnis des Zusammenhangs. Die Muldenlinie (in der Karte durch eine blau gestrichelte Linie angedeutet) hält die Richtung ein N 56° O und fällt etwa zusammen mit der Linie Nancy — Saargemünd — Hochspeyer. Nur ganz sachte — mit 1°—3° — heben sich die beiden Muldenflügel gegen SO und NW empor bis hinaus an den Rand der Haardt und an die Erosionsgrenze auf den älteren karbonischen und permischen Schichten des Nordwestens. Diese riesige flache Mulde besteht aus einer etwa 550 m mächtigen Schichtenfolge des Buntsandsteins, auf welche sich gegen Südwesten hin der Muschelkalk (250 m mächtig) aufgelagert hat und weiterhin gegen SW der Lothringer Keuper (200 m mächtig) obenauf liegt. Unser Profil schneidet die „Pfälzer Muldenlinie" im Großen Kahlenberg (396 m) nordöstlich von Saargemünd; dieselbe neigt sich nach Leppla im Mittel 0° 40' gegen SW, also gegen das Pariser Senkungsfeld hin. Dies bewirkt, wie schon berührt, daß auf der Karte, gegen Südwesten hin, immer jüngere — von der Abtragung übrig gelassene — Formationsterrassen erscheinen, so bei Großtännchen: Rhät und unterer Lias. Beide Muldenflügel sind von zahlreichen Störungen durchsetzt. Diese Bruchlinien verlaufen teils annähernd parallel der genannten Muldenlinie (variskisch), teils annähernd senkrecht darauf (hercynisch). Sehr klar zeigt sich die variskische (oder NO) Strukturlinie am Einbruch der Nordvogesen bei Niederbronn im Verlauf der großen Rheintalspalte. Bei Weißenburg dagegen biegt dieser Bruchrand allmählich um, so daß bei Dürkheim a. d. Haardt die alpine Süd-Nordrichtung ausgeprägt ist.

Auch in den Südvogesen[2]) finden wir die variskische Strukturlinie SW—NO; liegt doch gerade hier das variskische Grundgebirge offen am Tage. Der große „Vogesensattel"

[1]) A. Leppla, E. Weiss, L. van Werveke, E. Schumacher, H. Thürach, L. von Ammon, O. Reis u. A. — Vergl. A. Leppla, Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westrichs. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1892. Berlin 1893.

[2]) Vergl. die schönen Untersuchungen, welche L. van Werveke veröffentlicht hat; sowie den „Geologischen Führer durch das Elsaß" von E. W. Benecke, H. Bücking, E. Schumacher und L. van Werweke. Berlin. 1900.

(rote Kreuze der Karte) zieht von Luxeuil aus, südlich von Gerardmer vorüber zur Hohkönigsburg, um weiterhin nach der Hornisgrinde und an Wildbald vorüber bis nach Liebenzell vorzudringen. Er hält in den Hochvogesen die Richtung N 56° O ein und schneidet das Rheintal schräg auf der Linie Benfeld-Appenweier. Von Belfort bis zum Austritt der Thur aus dem Gebirge verläuft die südliche Abbruchlinie der Vogesen in der gleichen SW—NO-Richtung genauer N 50° O; während der Rheintalbruch gegen Gebweiler zu umbiegt und auf der Strecke Rufach-Kaysersberg ganz meridional (alpin) gerichtet ist. Der Nordflügel des Vogesensattels reicht bis zur Linie Epinal-Raon l'Etappe-Schneeberg, welche dem Sattel parallel verläuft und als Erosionsgrenze zwischen Buntsandstein und Grundgebirge Beachtung verdient, auch die Hochvogesen gegen Nordwest am füglichsten abgrenzt. Diese Linie war früher als durchlaufende Verwerfung von den französischen Forschern aufgefaßt worden, und demgemäß erklärte Suess die Vogesen als einen „Horst". Das kann nicht anfrecht erhalten werden, die Hochvogesen hängen mit dem lothringischen Tafelland auf großen Strecken ohne Bruch zusammen. Die Vogesen sind also nur ein einseitig abgebrochenes Gebirge, ein „Halbhorst". — Die ältesten Sedimente der kristallinen Vogesen sind „Gneise". Ihr Auftreten beschränkt sich auf die Gebiete westlich und östlich von dem Granitzug, der den „Col du Bonhomme" und die „St. Didlerhöhe" trägt. Die Streichrichtung der enggestellten Falten ist variskisch (SW — NO), das Einfallen meist steil gegen Nordwest. — In diese Sedimente drangen die Granite ein, welche zu verschiedenen Zeiten aufgepreßt wurden; Welscher Belchen 1245 m. Die Längserstreckung der „Massive des Kammgranits" folgt gehorsam annähernd der variskischen Strukturlinie, wie der St. Didlerzug so schön zeigt. Der Kammgranit wirkte verändernd auf die Grauwacken des Kulm, er ist also jünger als dieser. Dagegen ist das „Oberkarbon" nicht gefaltet und liegt übergreifend auf den Falten der Sedimente und über den gequetschten Graniten. Diese Granite sind also vom Alter des mittleren Karbon. Dagegen sind die Zweigglimmergranite des Bressoir (1146 m) jünger; ihr Massiv streckt sich von West nach Ost; bezeichnet also wohl eine älteste Vorbereitung der alpinen Faltung.

Der Rheintalgraben ist zu beiden Seiten von kräftigen Verwerfungsspalten begrenzt. Die Sprunghöhe derselben beträgt nach Steinmann bei Freiburg i. Br. bis zu 1800 m und wird noch bei Landau auf über 1200 m angegeben. Um diese Beträge sind also die auflagernden Sedimente — im Graben —

in die Tiefe versunken, während sie an den Bruchrändern der Halbhorste: Vogesen, Schwarzwald, Odenwald und Haardt noch hochliegen. Der Gedanke, dieses riesenhafte Senkungsfeld als eine einheitliche N 20° O streichende versunkene Platte aufzufassen, kann bei näherer Untersuchung nicht festgehalten werden. Die einzelnen Strecken zeigen verschiedenen Bau und sind als eine Kombination von einander durchdringenden Aufwölbungen und Zusammenbrüchen anzusehen, welche teils dem NO verlaufenden variskischen System, teils dem nordwärts drängenden alpinen System angehören. — Etwas näher kommen wir wohl den Tatsachen, wenn wir das Rheintal von Basel bis Mainz in drei Teilstrecken zerlegen:

I. Basel—Altbreisach NO° O; Alpines System, mit der meridional gerichteten Schwarzwaldspalte St. Chrischona—Kandern.

II. Altbreisach—Germersheim N 42° O. Variskisches System mit den variskischen Randspalten Lahr—Bruchsal und Ingweiler—Niederbronn, aber auch durchkreuzt von den Richtungskräften des alpinen Systems.

III. Germersheim — Mainz NO° O; Alpines System mit den meridionalen Randspalten Heidelberg—Darmstadt und Dürkheim—Grünstadt.

Auf dem Schnittpunkt der Teilstrecken I und II sind die Basalte, Tephrite und Phonolithe des Kaiserstuhls emporgepreßt worden und zwar am Anfang der mitteloligozänen Tertiärzeit. In diese Periode der Erdgeschichte fallen also — der Hauptsache nach — die großen vertikalen Bewegungen, welche den Rheintalgraben geschaffen haben, der so tief absank, daß vom Norden her das tongrische Oligozänmeer eindringen und am Boden bis 1200 m mächtige Schlammabsätze (Septarientone u.s.w.) — an den Küsten Konglomerate und Sande — ablagern konnte. Die Senkung des Grabens oder die Hebung der angrenzenden Halbhorste dauerte an bis weit hinein in die Miozänzeit und scheint bis heute noch nicht völlig zur Ruhe gekommen zu sein. Basel ist noch jetzt einer der von leichten Erdbeben meist erschütterten Orte Südwestdeutschlands, und die Erdbeben von Großgerau[1]) (im Rheintal bei Darmstadt) in den Jahren 1868—1870 sind noch in frischer Erinnerung. — Der Abfluß des Rheins nach Norden gelang dem Strome erst in der mittleren Diluvialzeit (Riß-Eiszeit). Bis dahin wälzte er seine Fluten vom heutigen Basel aus in die Burgundische Pforte bei Mömpelgard und

---

[1]) Vergl. über ganz junge Verwerfungen: A. Steuer, Geologische Beobachtungen im Gebiet der alten Mündungen von Main und Neckar in den Rhein. Notizbl. d. Ver. für Erdkunde u. d. Großh. hessischen geol. L.-A. (4) **24**. Darmstadt 1903.

durch den Doubs und die Saone zur Rhone ins Mittelmeer. Die „Oberelsässischen Deckenschotter (Gerölle der Günz- und Mindel-Eiszeit) auf den niedrigen Plateaus des Sundgaus — zwischen Belfort und Basel — sind Zeugen. Die merkwürdigen, meist aus Quarziten und krystallinen Alpengesteinen bestehenden Geröllablagerungen konnten auf der Karte erstmals dargestellt werden nach den Originalaufnahmen von Prof. Dr. FÖRSTER (Mülhausen).

Die Randspalten am Rheintalgraben stehen meist steil, nahe senkrecht im Gebirge und schneiden messerscharf ab, wie man an den polierten Rutschflächen bei Kandern gut beobachten kann. — In dem zerbrochenen Kreuzgewölbe der Bruchfelder von Zabern und Langenbrücken — Achse N 54° O — herrscht deutlich die variskische Strukturlinie SW—NO und senkrechtes Absitzen der triasischen und jurassischen Schichtenstöße; nur südlich vom Breuschtal — um den Odilienberg — dominiert die Nordrichtung des alpinen Systems.

Die Südgrenze des Rheintalgrabens weicht in drei Ausbuchtungen — nach Süden hin — von der geraden Ostwestlinie ab. A. TOBLER[1]) hat diese einspringenden Winkel mit den Namen Largbucht (bei Köstlach), Illbucht (bei Burg) und Birseck (s. v. Mönchenstein) bezeichnet und ihre tektonische Bedeutung klargestellt. Der Kampf der beiden Strukturlinien Ostwest und Südwest-Nordost ist Ursache der Entstehung dieser merkwürdigen Buchten. In der sog. „Pfirt“ greift das jurassische Gebiet mit 4 Kettenpaaren in das vorliegende Tiefland ein; westlich mit der Bürgerwaldkette (665 m) und der Blochmontkette (Glaserberg 811 m) und im Osten mit Landskronkette (500 m) und der Blauenkette (767 m). Verlängert man die Vogesenverwerfung bei Rufach an den Westrand der Largbucht, so hat man die Ostgrenze des Tafeljura (nur oberen Malm) im Elsgau und eine wichtige Strukturscheide im Jura überhaupt. Ganz ähnliche Bedeutung hat die Verlängerung der Schwarzwaldverwerfung bei Lörrach bis zur „Hohen Winde“ und an die „Röthifluh“. Zwischen diesen Linien steckt der Faltenjura (Kettenjura), welcher hier 12 km weiter gegen Norden in das mittelrheinische Tiefland vorgedrungen ist, als sonst im Osten und Westen. Der Gempenstollen und das ganze Baselbiet gegen Osten gehört dem Plattenjura an. Im Süden wird dieser begrenzt von der Linie Reclére — Mont Terrible — Reigoldsweil — Bötzberg. Bemerkenswert ist noch, daß zwischen den Dislokationslinien des Vogesenrandes und des Schwarzwaldrandes

[1]) Der Jura im Südosten der oberrheinischen Tiefebene. Verhandl. Naturf. Ges. in Basel. **11.** 1897.

auch die größten und zahlreichsten Tertiärbecken liegen: Delsberg, Moutier u. s. w. Die Ostgrenze der Largbucht wird gebildet durch die außerordentlich wichtige Flexur der sog. „Sundgaulinie N 41° O (Köstlach—Kembs), welche die tektonischen Verhältnisse im badischen Oberlande weithin beherrscht und in der Verlängerung übergeht in die große Breisgauer Verwerfung am Schwarzwald.

Der gefaltete Grundgebirgskern des Schwarzwaldes ist durchaus nach der variskischen Strukturlinie gebaut. Die Karte zeigt im Kinziggebiet zwischen Gengenbach und Hausach — auf Grund der Aufnahmen[1]) der Großh. Badischen Geologischen Landesanstalt — die langhin von SW nach NO sich erstreckenden Faltenzüge der Gneisformation. Renchgneise, Kinzigitgneise und Schapbachgneise ziehen in parallel angeordneten flachen oder enggestellten Falten wie nach der Schnur in der Richtung N 43° O; d. h. genau so wie die Talspalte der Elz auf der Strecke Waldkirch-Elzach. So streicht auch die in einem Graben eingeklemmte Karbonscholle bei Berghaupten. Das große „Granitmassiv der Hornisgrinde“ zeigt durch den Verlauf seines südlichen und nördlichen Kontakts, daß die mittelkarbonische Intrusion dieser Tiefengesteine geleitet wurde durch die variskische Struktur. Dazu kommt, wie bereits bei den Vogesen bemerkt wurde, daß der Vogesensattel sich im nördlichen „Schwarzwaldsattel“ Hornisgrinde — Liebenzell so fortsetzt, daß die frühere Einheit beider Gebirge nicht bezweifelt werden kann. Wir treffen auch an der Hornisgrinde denselben porphyrischen „Kammgranit“ mit fingerlangen Feldspatkristallen wieder, den wir am Kamme der Vogesen finden.

Auch das „Triberger Granitmassiv“ folgt der variskischen Struktur, gleich den beiden Granitzügen von Wittichen und von Schapbach. — Von Todtmoos bis gegen Villingen hin halten sich die Granitstöcke von „Schluchsee und Hammereisenbach“ wieder in der Richtung N 40° O. Auch diese Intrusionen beherrscht die richtende Kraft der variskischen Strukturlinie. Dagegen ist das „Blauenmassiv“ ganz und gar (nachträglich?) von der alpinen Faltungsrichtung W—O beeinflußt, wie im Norden die Faltung der Schichten des Kulm, im Süden der Abbruch an der Dinkelbergspalte lehren. — Der Schwarzwald ist ein einseitiges Bruchgebirge, ein „Halbhorst“, wie auch E. Suess gegenüber mit Nachdruck betont werden muß, denn er ist von Basel über Waldshut nach Donaueschingen,

[1]) Vergl. die geologischen Spezialkarten vom Großh. Baden 1 : 25000 und die zugehörigen Erläuterungen. Aufgenommen von A. Sauer, F. Schalch und H. Thürach; 1885—1900.

Horb und Pforzheim bis nach Durlach von einem Mantel triassischer und jurassischer Sedimente umlagert, der nach Osten hin nicht zerrissen ist. Diese „Hüllmassen“ bedeckten einst auch die jetzigen höchsten Gebirgsteile (Feldberg 1493 m), doch in geringerer Mächtigkeit als dies im schwäbischen Becken der Fall ist. Der Beweis für die frühere Bedeckung ist neuerdings von G. Steinmann[1]) einwandfrei erbracht worden durch Aufschlüsse im Puffloch (Vulkanembryo) von Alpersbach am Felberg. Hier fanden sich Gesteine mit den Tierresten des Lias und des braunen Jura. — Die Zunahme der Mächtigkeiten beckeneinwärts habe ich schon früher nachgewiesen.[2]) So ist z. B. der Buntsandstein“ im ganzen mächtig: bei Waldshut 15 m, bei Donaueschingen 100 m, bei Freudenstadt 250 m, bei Dürrmenz-Mühlacker 446 m und im Bohrloch bei Sulz (zusammen mit oberem Rotliegenden) 578 m. Schon das flache Buntsandsteinmeer transgredierte auf der Abrasionsfläche des variskischen Grundgebirges gegen Westen. Deshalb fehlt z. B. am Stöcklewaldkopf bei Trieberg der ganze untere und mittlere Buntsandstein, und es lagern sich die Geröllbänke des Hauptkonglomerats direkt auf Granit. Das allgemeine Gesetz der Anschwellung, welchem die den Ostrand des Schwarzwaldes umgebenden Flözbildungen unterworfen sind, hat auf den Verlauf der im Liegenden des Buntsandsteins meridional gerichteten Streichlinien die bewerkenswerte Wirkung, daß sie sich beim Aufsteigen durch die Schichtenreihe bis zum Lias hin drehen und schließlich ostwärts verlaufen. — Die Störungen in der Hüllmasse des Schwarzwaldes sind hercynische, etwa die Richtung N 45° W einhaltende Verwerfungen: so im Dornstetter Grabeneinbruch bei Freudenstadt, so in den Filderspalten des Schönbuchs. Die Abtragung der Schichtenreihe folgt durchaus den Strukturlinien, und zwar wirkte sie wegen der größeren Niederschlagsmengen auf den höchsten Höhen am stärksten.

In dem kristallinen Teil des Odenwaldes liegt wiederum ein Stück des variskischen Rumpfgebirges offen am Tage. Der nordöstlich gerichtete Faltenwurf herrscht hier in solchem Grade, daß die älteren hessischen geologischen Spezialkarten von Ludwig teilweise geradezu aussehen, als seien sie mit dem Parallellineal über Berg und Tal hinweg von SW nach NO schraffiert. Auch in den neueren Blättern der geologischen Spezialkarte des Großherzogstums Hessen tritt uns diese gewaltige

---

[1]) Berichte über die Versammlung des Oberrheinischen geol. Vereins zu Freiburg im Jahre 1902.

[2]) Württemb. Jahrb. für Statistik und Landeskunde. Jahrg. 1873. Anhang S. LI und Jahrg. 1877 S. 61.

Richtungskraft noch deutlich genug entgegen. So z. B. in der Richtung N 57° O, welche die Falten der altpaläozoischen Schiefer bei Lindenfels einhalten, und in den kontaktmetamorphen Saalbändern der mittelkarbonischen Granit- und Dioritintrusionen, welche in gleicher Richtung streichen. Aber auch die tertiäre alpine Nord-Süd- und West-Ost-Richtung durchtrümert neben dem permischen Quarzporphyrerguß dieses Gebiet, das deshalb an Kontaktgesteinen ungemein reich ist. Selbst die Rheintalspalte ist nicht einheitlich meridional gerichtet, sondern hat einen etwas unregelmäßigen Verlauf[1]) und setzt sich aus teils nordsüdlich, teils nordöstlich, teils auch westöstlich verlaufenden Teilstrecken zusammen. — Auch im Sandstein-Odenwald, der stark durchsetzt ist von Nord-Süd-streichenden jungen alpinen Verwerfungen[2]) und Gräben[3]) taucht nebenbei noch die vielgenannte variskische Strukturlinie wieder auf. So in der Verwerfung südlich vom Stäben-Centwald und in der Spalte, welche der Talstrecke Neckargemünd-Eberbach die Richtung vorgeschrieben hat, und welcher am Spessart die Mainstrecke Miltenberg-Wertheim entspricht. Auch die Abtragung der Schichten folgt im Odenwald wesentlich der uralten Strukturlinie. Wie die neuen Funde von Liasgesteinen[4]) auf der Westseite des weitschauenden Basaltberges Katzenbuckel (626 m) beweisen, war auch hier einst noch eine Juradecke vorhanden. Heute ist alles abgetragen bis auf den 500 m mächtigen Buntsandstein. Das Einfallen der Schichten gegen SO und die Erosionsgrenze gegen den Muschelkalk auf der Linie Mosbach-Wertheim scheinen ebenfalls noch den Weisungen zu folgen, welche im tiefen Untergrund die alten variskischen tektonischen Leitlinien vorschreiben.

Das Schwäbische Triasbecken (Neckarland), die „Fränkische Platte“ und die Frankenhöhe mit dem Steigerwald gehören durchweg einem einheitlichen mesozoischen Senkungsfelde an, das durch gegen 1000 m mächtige Sedimentanhäufungen nach Südosten hin allmählich ausgeebnet wurde. Diese Einebnung des Beckens geht soweit, daß das normale Hangende des Stubensandsteins im Mainhardter Wald fast eine Horizontalebene bildet, welche 550 m über dem Meere liegt.

---

[1]) Vergl. G. Klemm, Erläuterungen zum Blatt Birkenau-Weinheim. Darmstadt. 1904. S. 67.

[2]) G. Klemm, Die Muschelkalkversenkung bei Michelstadt. Bl. Erbach und Michelstadt der geol. Spezialkarte von Hessen. 1900.

[3]) W. Salomon, Über eine eigentümliche Grabenversenkung bei Eberbach im Odenwald. Mitteil. Großh. Bad. geol. L.-A. 4. (2.) 1901.

[4]) W. Salomon, Muschelkalk und Lias am Katzenbuckel. Centralbl. f. Min. 1902 S. 651f.

Buntsandstein (400 m), Muschelkalk (250 m) und Keuper (im Mittel 300 m) legen sich in der Ausbildungsform der germanischen Trias, Bank für Bank, konkordant[1]) aufeinander bis hinauf zum rhätischen Sandstein und zu den Arietenkalken des Lias, welche sich weithin noch als Erosionsreste auf den Hochflächen erhalten haben; zum Zeichen, daß das ganze Gebiet einst eine Juradecke getragen hat. Die variskische Struktur schwächt sich in diesem Becken etwas ab, und die Süd-Nordrichtung der alpinen Faltung mit der zugehörigen Ost-Westrichtung treten stärker hervor (Neckarstrecke: Cannstatt—Kochendorf; Enzstrecke: Mühlacker-Bietigheim); Filsstrecke: Plochingen-Göppingen; Remsstrecke: Gmünd-Waiblingen). Doch taucht das Einfallen des Schichtengebäudes gegen SO immer wieder auf. Die Landesterrassen werden daher an den nordwestlich gerichteten Steilrändern am stärksten abgetragen. Aber gerade diese zahlreichen Terrassen, welche steil aufsteigen und sachte (mit etwa 1 % gegen Südost) zurücksinken, sind Grund und Ursache der landschaftlichen Reize im schwäbischen Lande. Die Abgrenzung des Neckarlandes ist nicht ganz einfach; im großen Ganzen liegt es innerhalb des Dreiecks: Schwenningen — Ellwangen — Eberbach. Gegen Schwarzwald und Odenwald bildet die Formationsgrenze des oberen Buntsandsteins gegen den unteren Muschelkalk die anerkannte Grenze; am Fuß des Steilrandes der Schwäbischen Alb mag das Liegende des mittleren Lias dafür gelten und gegen Nordosten schließt die wichtige tektonische Störungslinie ab, welche aus dem Ries ausstrahlt und auf den Basalt des Katzenbuckels hinüberzielt. Diese hercynische Verwerfung — N 54° W — zeigt sich zwar nur streckenweise: auf der Linie Hürnheim — Bopfingen (Granit), bei Vellberg und an den Pfitzhöfen bei Möckmühl, aber Karl Deffner[2]) hat längst ihre Bedeutung für die Tektonik des Rieses erkannt und sie „Sigart Linie“ genannt. — Gleiche Richtung halten die Schurwaldspalte: Plochingen — Enzweihingen und die Schaar der Filderspalten ein (im Mittel N 51° W). E. Fraas nennt dieselben daher mit Recht hercynische Störungen. Sie dürften auf den Bau des unterlagernden variskischen Grundgebirges hinweisen. Es ist bekannt

---

[1]) Das beim Schwarzwald schon berührte Anschwellen der Schichten gegen SO zeigt sich insbesondere auch bei dem Stubensandstein des Keupers. Er ist bei Schwenningen nur 4 m mächtig, schwillt aber bis Löwenstein auf 161 m an. Württemb. Jahrb. f. Statistik u. Landeskunde. Jahrg. 1877, 5. S. 224.

[2]) K. Deffner und O. Fraas; Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg. Stuttgart. 1877. S. 27.

genug, daß auch im Fichtelgebirge, im Bayerischen Wald und sonst in der Böhmischen Masse das „Erzgebirgische System“, das identisch ist mit unserem variskischen (N 45° O) der interkarbonischen Faltung, so oft alterniert mit dem hercynischen Streichen der alten Schieferfalten (N 56° W), daß sich beide Systeme geradezu durchdringen und ersetzen; oder, wie schon früher angedeutet, sich wie Kluft und Gegenkluft verhalten. — Die in Südwestdeutschland tonangebende variskische Strukturlinie zeigt sich aber wieder deutlich in dem — mit den Filderspalten gleichalterigen (oligozänen) — System von Störungen, das in der Gestalt von schmalen Gräben oder als einfache Verwerfungen von Ergenzingen aus über Bebenhauser und Plochingen gegen Wäschenbeuren hinzieht und die mittlere Richtung N 61° O einhält. — Die „Fränkische Platte“ breitet sich wie ein Teppich am Fuß der Frankenhöhe und des Steigerwaldes aus und umfaßt die fruchtbaren lehmbedeckten Hochflächen der Lettenkohle und des Muschelkalks. Main, Tauber, Jagst und Kocher haben sich hier meist über 100 m tiefe Täler eingenagt, deren Verlauf in vielen Strecken auf den hier vorherrschenden Einfluß des hercynischen Systems hinweist; so die Strecken Ochsenfurt — Würzburg, Mergentheim — Wertheim und Langenburg — Dörzbach; sowie in der Abflußrichtung von Altmühl, Rezat und Bibart. Der alpine Einfluß spielt aber auch noch deutlich herein in der W — O gerichteten Mainstrecke bei Ochsenfurt, im Taubergrund ostwärts von Mergentheim, im Umbiegen der Jagst bei Dörzbach und im Verlauf der Süd-Nord streichenden Gipfelhöhen der Frankenhöhe und des Steigerwaldes. Hierher gehört auch die meridional verlaufende tektonische Höhenlinie Ingelfingen — Tauberbischofsheim (in der Karte mit roten Kreuzen bezeichnet), welche bei Ingelfingen und Dörzbach den oberen Buntsandstein im Talgrunde an den Tag heraufhebt und die merkwürdige Ablenkung der Schwesterflüsse Kocher und Jagst veranlaßt. — Die Schichten liegen übrigens sonst im ganzen Gebiet fast ungestört, abgesehen von wellenförmigen Aufwölbungen und kleinen Verwerfungen fallen sie im großen Ganzen schwach (mit etwa 0,5%) gegen Südosten ein. Das bedeutendste Schichtengewölbe steigt vom Neckar an gegen Osten mehr als 350 m hoch hinauf — unbeirrt durch die zahllosen lokalen Störungen — bis zu dem 15 km breiten horizontalen Gewölbscheitel, der auf der Hochfläche (500 m NN) bei Langenburg und Schrozberg liegt, von dem sich sodann der Ostflügel gegen den Franken- und den Steigerwald hin absenkt. Das normale mittlere Streichen hält etwa die Richtung N 53° W

ein, erinnert also lebhaft an das Streichen des hercynischen Urgebirgsrandes, welcher von dem nahen Fichtelgebirge aus mehrere hundert Kilometer weit fortzieht und auch an dem Südwestrande des Thüringerwaldes an der Richtung N 46° W festhält.

Die Schwäbische Alb ist nach der landläufigen Vorstellung eine einheitlich nach der variskischen Strukturlinie N 51° O aufgerichtete Platte, deren Hochfläche, von den felsgekrönten Gipfeln des nordwestlichen Steilrandes aus, in gleichmäßiger Abdachung gegen SO zur Donau hinabsinkt. Das ist z. T. richtig, trifft aber z. B. in der mittleren Alb nicht zu. Hier findet man im Innern des Albkörpers auf der tektonischen Höhenlinie[1]) Augstberg — Eisenrüttel N 35° O (auf der Karte mit roten Kreuzen bezeichnet) die höchsten Gipfel Augstberg (849 m), Sternenberg (844 m), Guckenberg (852 m), Buchhalde (870 m), Eisenrüttel (847 m). Am Nordwestrande dagegen (12 km entfernt) hat der „Grüne Fels" nur 805 m. Gegen Südost zeigt das Albmassiv (14 km entfernt) eine Knickung bei 730 m absoluter Höhe, und an der Donau (weitere 9 km gegen SO) ist die Hochfläche auf 500 m abgesunken. Wir haben also hier eine nördiche Zone mit 0—0,5 % Gefälle gegen Nord; eine Mittelzone mit 1 % Gefälle gegen Süd und eine südliche Zone mit 2,4 % Gefälle gegen Süd. Die letztere trägt zum großen Teil schon eine Tertiärdecke (Rugulosakalk der unteren Süßwassermolasse.) Die Stabilität der Albplatte hat also in diesem Gebiet bei der Aufrichtung durch den tangentialen Druck aus dem Süden nicht Stand gehalten. Die Nordzone brach ab und sank etwas gegen Norden ein, auf der tektonischen Höhenlinie entstand ein Knick oder Bruch, auf dem Basaltmassen heraufdringen konnten. Die Vulkanembryonen Brancos sind meist tufferfüllte Pufflöcher, deren Entstehung mit dem Einbrechen des nördlichen Gebirgsstücks gewiß irgendwie zusammenhängt. Noch heute ist die tektonische Linie Augstberg — Eisenrüttel von Bedeutung; an derselben haben sich z. B. die leichten Erdbeben[2]) vom 7. und 14. Oktober 1890 ausgelöst. — Die absolute Höhe der Albhochfläche nimmt vom Heuberg (Lemberg 1015 m) nach dem Ries hin allmählich ab (Braunenberg 725 m), deshalb fällt das wahre Streichen nicht mit der Längenerstreckung zusammen, sondern beträgt im Mittel etwa **N 46° O**. In Wahrheit besteht

[1]) Vergl. die eingehende geotektonische Untersuchung in Württemb. Jahrb. f. Statistik und Landeskunde. Jahrg. 1877, **5**. S. 123 ff.

[2]) Vergl. den Erdbebenbericht im Jahrg. 1891 der Württ. naturw. Jahreshefte. **47**. S. 243—245.

aber das Juramassiv der Schwäbischen Alb aus einer Menge verschiedenartig geneigter Platten, deren Streichrichtung schwankt zwischen **N 28° O** und **N 63° O**. — Die tektonische Höhenlinie Wildenstein — Lemberg (s. Karte) verläuft in hercynischer Richtung (N 57° W), was Beachtung verdient. — Von hier aus gegen Südwest schmiegt sich der Jurazug in elegantem Bogen an den Südfuß des Schwarzwaldes und an die Vogesen. Er zeigt hier so recht deutlich sein Verhältnis zu diesen kristallinen Gebirgskernen, als ein Teil ihrer ehemaligen Sedimenthülle. (Vergl. das Profil.) An der „Länge" (924 m) und am Randen (924 m) erleidet die Juratafel eine große Einschränkung ihrer Breite und in dem Vulkangebiet des Hegau einen tiefen Einbruch.

Der Schweizerische und der Französische Jura zeigen sich in den gefalteten Ketten durchaus abhängig von der Alpenfaltung, welche in der oligozänen und in der miozänen Tertiärzeit ihren Höhepunkt erreicht hat. Fast genau in der Richtung **N 90° O** scheidet die wichtigste Strukturlinie in diesem Jurazug die „Mont Terrible-Kette" (etwa in der Richtung Blamont-Aarau) den nördlichen Tafeljura von dem südlichen Kettenjura. In der Überschiebungszone Hauenstein-Bötzberg rückt diese Grenze dann im Norden der Stadt Aaran allerdings etwas gegen Nordost vor. G. Steinmann[1]) hat sehr schön nachgewiesen, daß im Bau des Jurazuges sowohl die Nord-Süd verlaufende Vogesenspalte (Rappoltsweiler-Altkirch) als auch die ebenso durchgreifende Dinkelbergspalte, (Schwarzwaldspalte Lörrach-Hohe Winde) maßgebenden Einfluß geübt haben. Zwischen diesen beiden Rheintalspalten sind dann die Falten der Ketten nordwärts vorgedrungen hinaus über den Blauen zu der Bürgerwaldkette bei Pfirt. Aber sowohl im Elsgau bei Pruntrut, als im Basler Jura hören die Ketten mit derjenigen des Mont-Terrible auf, und der Tafeljura herrscht in den nördlich anschließenden Gebieten. B. Förster[2]) konnte — durch das Ergebnis der Bohrungen auf Erdöl — den Nachweis geben, daß der Weiße Jura unter den Schichten des Oligozän im Sundgau vorhanden ist. Allerdings ist derselbe in der Breite von Sierenz schon 30 m unter NN abgesunken. — In den Kettenjura sind merkwürdige Tertiärbecken eingesenkt: Die

---

[1]) Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura. Berichte naturf. Ges. zu Freiburg i. B 1892. **2**. (4.) S. 150f. — Ferner A. Tobler, Verh. der Naturf. Ges. in Basel. **11**. Basel 1897. S. 284f.

[2]) Weißer Jura unter dem Tertiär des Sundgaus im Oberelsaß. Mitteil. d. geol. L.-A. v. Els.-Lothr. **5**. 1904. S. 381f.

Becken von Delsberg, Laufen, Moutier (Münster) und Balstal. Die wichtigsten Ketten sind in unserem Gebiet diejenigen, welche nach dem Weißenstein, Moron (Hauenstein), Raimeux (Paßwang) und Mont-Terrible benannt werden. — Im Tafeljura zeigt sich nebenbei wiederum ein Schimmer von variskischer Struktur in der merkwürdigen jungen (miozänen?) Flexur, welche vom Bruchrande des Schwarzwaldes bei Freiburg ausstrahlt und den Sundgau durchquerend in dem Winkel bei Köstlach endet, sie hält die Richtung ein **N 41° O**. Wie bereits auf S. *306* ausgeführt wurde, zeigen die merkwürdig gebauten „Jurabuchten" am Sundgau — die Largbucht, die Illbucht und die Bucht von Birseck bei Basel — besonders schön das Eingreifen der variskischen Strukturlinie in das alpine System. — Südlich davon treten am Mont-Terrible wiederum nach NO gerichtete Störungen[1]) auf, welche den Doubs veranlaßt haben, seinem Laufe bei St. Ursanne plötzlich eine ganz entgegengesetzte Wendung zu geben. — Südlich von Rheinfelden ist der Tafeljura bei Liestal und Gelterkinden durch eine ganze Schaar von (nach **NO** gerichteten untermiozänen) variskischen Verwerfungen[2]) zerstückelt, Gräben und Horste erscheinen als schmale Streifen, welche mit der Köstlacher Flexur übereinstimmend streichen und ein ziemlich senkrechtes, aber ungleich tiefes Einbrechen der Schollen erkennen lassen. In dem Wechsel von stehengebliebenen Horsten und eingesunkenen Gräben ist die Sedimentreihe natürlich verschieden abgetragen worden. In den eingebrochenen Partien sind z. T. die Betakalke des Weißen Jura noch erhalten, während in den Horsten gewöhnlich alles abgetragen ist bis auf den Hauptrogenstein des Braunen Jura. —

Der Bau des Molassebeckens zwischen dem Jurazug und den Alpen ist ziemlich einfach. Der obere Weiße Jura verschwindet auf der Linie Aarau—Schaffhausen—Ulm endgültig unter den Schichten der miozänen Molasse; das ist die nahezu geradlinig (etwa 570 m über dem Meere) verlaufende Mantellinie einer tonnengewölbeartigen Mulde, welche der variskischen Strukturlinie N. 51° O gehorcht. In der miozänen Tertiärzeit lag in dem riesenhaften Dreieck Genf—Regensburg—Linz eine Geosynklinale, in welcher eine unermeßliche Fülle von

---

[1]) Vergl. F. Mühlberg, Bericht über die Exkursionen des Oberrhein. geol. Vereins. Beilage zum Ber. über die XXV. Vers. zu Basel im April 1892.

[2]) Vergl. Fr. v. Huene, Geologische Beschreibung der Gegend von Liestal im Schweizer Tafeljura. Verhandl. Naturf. Ges. Basel. **12**. Basel 1900 u. A. Buxtorf, Eclogae geol. Helvetiae **6**. N. 2. 1900. Über vor- oder altmiozäne Verwerfungen im Basler Tafel-Jura.

feinen Sanden nach und nach zur Ablagerung gelangte. Die Mächtigkeit der oberen Süßwassermolasse mit *Unio flabellata* und *Helix sylvana* schwillt in der Mitte des Beckens wohl auf 400 m an; die Meeresmolassse darf man dort auf mindestens 300 m schätzen, und die untere Süßwassermolasse mit *Helix rugulosa* dürfte mehr als 600 m erlangen. Auf und am Jura keilen die Schichten aus. Die beiden Süßwasserbildungen sind dort als Kalkfazies (Landschneckenkalke) ausgebildet, während beckeneinwärts, wie gesagt, die Sande weit vorherrschen. Die Molassemulde hat im Gebiet unserer Karte — auf der Linie Ehingen—Sonthofen — eine Breite von 95 km. Die große Antiklinale Hochham—Hauchenberg (etwa 1215 m über dem Meere), in N 63° O verlaufend, schließt die tonnenförmige Mulde am Rande der Voralpen ab; hier steigt auch die sonst meist von der oberen Süßwassermolasse überdeckte Meeresmolasse wieder an den Tag. (Siehe Profil.)

In Ochsenhausen (Oberschwaben) wollte man — 29 km von der Mantellinie Schaffhausen — Ulm gegen SO entfernt — miozäne Braunkohlen erschließen. Die Hängebank des Bohrlochs liegt dort 595 m über dem Meere; der Bohrer drang hinab bis 141 m unter den Meeresspiegel; der Löffel brachte aber fast nichts herauf als feinen Sand und immer wieder feinen Sand (Pfohsand); d. h. er durchteufte 736 m Sand- und Mergelschichten, ohne den Jura zu erreichen; leider auch ohne die begehrten Kohlen zu treffen. Doch gelang es durch Muschelreste und Haifischzähne festzustellen, daß das Hangende der hier 207 m mächtigen Meeresmolasse bei 319 m über N N liegt. Zieht man von Mengen aus eine gerade Linie in N 67° O nach Burtenbach an der Mindel, so hat man eine wichtige Knickungslinie (flache Antiklinale) im oberschwäbischen Schichtenbau eingezeichnet, welche wenigstens bis zur Iller gültig ist. Nördlich von Biberach und bei Baltringen, sowie südlich vom Bussen hebt sich auf dieser tektonischen Linie die Meeresmolasse (Muschelsandstein) aus der Mulde empor, das Hangende im Mittel 597 m über dem Meere; im Bohrloch Ochsenhausen (16 km gegen SO) dagegen fand man nur noch 319 m; wir haben also gegen das Muldentiefste hin, im Hangenden der Meeresmolasse ein Schichtengefälle von 1,7 %. — Faßt man die gleichartigen Ablagerungen auf der Juraplatte in's Auge, so findet man für ihre mittlere Meereshöhe etwa 584 m. Nur die etwas jüngere tertiäre Juranagelfluh transgredierte noch viel höher hinauf auf die Juraplatte (bis 860 m). Von der Baltringer Knickungslinie aus finden wir gegen Nordwest über die Donauspalte hinüber merkwürdigerweise nahezu horizontale Lagerung im Hangenden der

marinen Schichten; gegen Südosten findet dagegen zum Muldentiefsten hinab ein relativ starkes Einfallen der Schichten statt. — Die tiefsten Tiefen der Molassenmulde sind bis heute unbekannt, keine Tiefbohrung hat sie erschlossen. Doch wird man nicht viel fehlgehen, wenn man die Muldenachse etwa auf die Linie Zürich—Ravensburg verlegt; das wäre N 59° O.

Die Strukturlinien in dem kleinen Stück der Voralpen, das in der Südostecke unserer Karte noch zur Darstellung gelangt ist, hängen natürlich aufs engste mit der Alpenfaltung der Tertiärzeit zusammen, und doch schimmert auch in den Säntisketten und den Algäuer Kalkalpen in der teilweisen SW—NO-Richtung der Faltenzüge noch die variskische Strukturlinie durch. Das nordwärts ziehende Rheintal, südlich vom Bodensee, scheidet bekanntlich die verschieden gebauten Ost- und Westalpen von einander. Das spricht sich deutlich aus in dem Faltenwurf der Vorarlberger Kreidezüge[1]), welche entschieden in die alpine W—O-Richtung der jungtertiären Faltungsphase einlenken. Neue tektonische Forschungen von Schardt, Heim[2]) jun., Lugeon, Termier u. A. fordern von uns eine Umwälzung in der Auffassung der Alpen. Hiernach wäre der „Säntis“ eine gefaltete Überschiebungsdecke, welche durch Horizontalschub fast 100 km weit aus dem Süden hergebracht sein soll. Von solcher Flüssigkeit der Berge finden wir im südwestdeutschen Schichtenbau nichts; hier ist alles solid und „wurzelecht“. Daß übrigens die Keuperschichten der Kalkalpen[3]) auf den tertiären Flysch überschoben sind, läßt sich auf der ganzen Grenzlinie (Zitterklapfen — Oberstdorf —Hindelang—Vilstal) überall beobachten und ist auch aus unserem Profil ersichtlich.

Blicken wir zurück nach dem niederrheinischen Schiefergebirge und überschauen den geologischen Aufbau unseres Gebietes nochmals im **allgemeiner Übersicht**. Wir sehen, daß hier die Strukturlinien der gebirgsbildenden Kräfte mit einfachen Mitteln eine außerordentliche Mannigfaltigkeit im Antlitz der Erdkruste hervorgebracht haben. Durch Aufrichtung der Schichtentafeln, Niederbrechen der Senkungsfelder und durch die Abtragung der Hüllmassen der emporstrebenden kristallinen Gebirgs-

---

[1]) Diese Tektonik ist meisterhaft geschildert in: Mich. Vacek; Über Vorarlberger Kreide. Eine Lokalstudie. Jahrb. k. k. Geol. R.-A. 29. Wien. 1879. S. 659—756.

[2]) Vergl. den Vortrag von A. Heim jun. in dieser Zeitschrift 1905. H. 3.

[3]) Vergl. über dieses Gebiet: C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Gotha. 1861. 948. S. u. 41 Taf. Ferner: C. Diener, Bau- und Bild der Ostalpen in E. Suess, Bau und Bild Oesterreichs. Wien. 1903. S. 327—646.

kerne — alles nach den festen Regeln, welche die Strukturlinien vorgezeichnet haben — ist eine reizvolle vielgestaltige Landschaft entstanden. Was wäre Süddeutschland für ein eintöniges Flachland ohne dieses Walten der gebirgsbildenden Kräfte! — Nun aber schauen wir eine überwältigende Mannigfaltigkeit in den Landschaftsformen, in den Höhenverhältnissen, in der Zusammensetzung der Böden, in der Bewachsung und infolge davon in dem unendlichen Reichtum an verschiedenartigen Schichtquellen und an nutzbaren Flußgefällen. Damit sind sehr wichtige und mannigfaltige Lebensbedingungen für die Volkswirtschaft an den Tag gestellt worden.

Die wichtigste Strukturlinie ist diejenige der interkarbonischen variskischen Faltung, welche sich im Mittel — in unserem Kartengebiet — in der Richtung **N 50° O** zeigt. Sie herrscht offenbar vor in der gesamten kristallinen Unterlage Südwestdeutschlands und verschafft sich in den Strukturlinien immer wieder Geltung bis herab auf unsere Zeit; selbst durch Sedimentdecken hindurch von 1000 m — 2000 m Mächtigkeit. Den Richtlinien dieses alten Faltenwurfs folgen noch in unseren Tagen die glücklicherweise meist leichten Erdbebenwellen; sie ziehen vorherrschend in der Richtung von **Südwest nach Nordost** durch unser Land.

In naher Beziehung zu dem eben genannten Generalstreichen steht die vielleicht noch ältere (vordevonische?) hercynische Faltung, welche bei uns die Strukturlinien im Durchschnitt in die Richtung **N 51° W** stellt. Sie scheint ebenfalls einen Teil des kristallinen Untergrundes für sich in Anspruch zu nehmen und das variskische System zu durchkreuzen, wie dies ja aus dem Fichtelgebirge und dem großen Böhmischen Massiv wohl bekannt ist. Die beiden Systeme verhalten sich in der Sedimentdecke wie Kluft und Gegenkluft.

Das größte geologische Ereignis in unserem Gebiet — das Einbrechen des Rheintalgrabens — steht mit der unteroligozänen und miozänen Alpenfaltung in innigstem Zusammenhang. Die hierdurch entstandenen Richtlinien verlaufen ungefähr in **N 0° O** und **N 90° O**; das sind die überaus wichtigen alpinen Strukturlinien.

Unsere Karte sucht die gesamte Tektonik Südwestdeutschlands einheitlich festzustellen. Das was die gewaltigen Störungen der Tertiärzeit auseinandergerissen haben und was auch politisch früher so getrennt war, daß die geologische Wissenschaft sich nicht leicht verständigen konnte, faßt nun dieser Kartenrand friedlich zusammen. Möge diese einheitliche Darstellung dazu dienen, die Kenntnis der geologischen Verhältnisse Südwest-

deutschlands nicht nur in weiteren Kreisen zu fördern, sondern auch zu vertiefen und einheitlicher als seitdem auszugestalten!

Der Vorsitzende fügte anerkennende Worte über die Bearbeitung und Ausführung der Karte hinzu.

Herr **FRECH** sprach über **die tektonische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen.** (Hierzu 4 Textfiguren.)

Die Hypothesen über die Entstehung der Alpen haben vielfach — bewußt oder unbewußt — mit der Annahme einer einheitlichen Bewegung gerechnet; die symmetrische Anordnung, welche ältere Forscher in dem Gebirge zu erkennen meinten, und die gewaltige nordwärts gerichtete Überschiebung der ganzen Zentralkette, durch welche in neuester Zeit die geologische Welt überrascht wurde, haben die Konzentration der ganzen Bewegung auf eine tektonische Hauptphase miteinander gemein.

Bei anderen Versuchen, die Schwierigkeit der Deutung des Gebirgsbaus zu besiegen, tritt besonders das Bestreben hervor, die Tektonik in Zusammenhang mit der lokalen Ausbildung der Sedimente (E. HAUG), der größeren und geringeren Mächtigkeit der einzelnen geologischen Horizonte zu bringen. Man spricht demgemäß z. B. von einer Fazies der romanischen Voralpen und versteht darunter in erweitertem Sinne sowohl die Entwicklung der mesozoischen Schichten, als auch die Eigenart des Gebirgsbaus, welche dieses Gebiet kennzeichnet.

Ein zweiter dem vorliegenden nahe stehender Gesichtspunkt betrifft das geologische Alter der einzelnen Abschnitte der Gebirgsbildung. Zwar hat schon E. DE BEAUMONT die Chronologie tektonischer Phasen erörtert, aber die Unterscheidung beruhte bei dem älteren Forscher auf der Verschiedenheit der Richtung der Gebirgsketten. Jetzt versucht man, die verschiedene Struktur benachbarter Gebirgszonen mit den beobachteten Diskordanzen zu kombinieren und auf diese Weise das Wachstum eines kompliziert gebauten Gebirges auf das Vorhandensein von Bestandteilen verschiedenen Alters und verschiedener Vorgeschichte zurückzuführen. Mit besonderer Klarheit läßt sich nach UHLIG in den Karpathen wiederholte und unterbrochene Gebirgsfaltung nachweisen; die Faltung wandert von innen nach außen und fügt in jeder folgenden Periode dem alten Kerne eine neue Gebirgszone an.

Die tektonische Entwickelung des Alpengebirges zeigt eine ähnliche Gesetzmäßigkeit, die jedoch von zahlreichen Ausnahmen begleitet wird.

In den Karnischen Alpen ist eine energische Gebirgsfaltung in der Mitte der Steinkohlenzeit sicher, in den südöstlichen Kalkalpen wahrscheinlich.

Daß die Einpressung der Granite der Zentralalpen in die Schieferhülle (Kalkglimmerschiefer, Tonglimmerschiefer) mit dieser südlichen Gebirgsbildung zusammenhängt, ist möglich, aber nicht nachweisbar. Versteinerungsführende Meeresschichten der älteren palaeozoischen Perioden (Silur-Unterkarbon) sind nur an den äußeren Grenzen der Zentralalpen (Karnische Hauptkette, nördliche Schieferalpen, Erzberg in Steiermark) bekannt, die Schieferhülle (Kalk- und Tonglimmerschiefer, z. B. am Brenner und Glockner) ist vorpalaeozoischen Alters.

I.

Die Gebirgsgeschichte der Ostalpen.

Von den untersilurischen Mauthener Schichten bis zum Unterkarbon haben wir in den Südalpen sicher eine zusammenhängende Meeresbedeckung anzunehmen, die wahrscheinlich bis zum Norden der Alpenkette reichte, von wo sichere Nachrichten nur für das Obersilur, Unterdevon und Unterkarbon vorliegen.[1]

Das Mittelkarbon war eine Zeit gewaltiger Gebirgsfaltung in den Ostalpen wie in ausgedehnten Teilen Europas. Die Transgression der oberkarbonischen Auernigschichten — ein Wechsel von Land- und Meeresbildungen mit allmählichem Übergewicht der letzteren — reicht nur bis in die Karnische Kette. Es erscheint somit ganz undenkbar, daß auf diese südlich normale Küstenbildung noch einmal weiter nördlich ganz unvermittelt offenes Meer des Oberkarbon[1]) folgen sollte. Sicher ist dann ferner eine Bruchperiode im Südosten zur Zeit der Palaeodyas.

Eine nordalpine Dyas-Transgression läßt sich ebenso wenig sicher erweisen wie der Zusammenhang der „oberkarbonischen"

[1]) Die Zurechnnng der karbonischen Ablagerungen des Veitschtales zur oberen Abteilung ist palaeontologisch völlig unbegründet und würde in palaeogeographischer Hinsicht zu ungewöhnlichen Konstruktionen führen. Vom Sudetengebiet bis auf die Südseite der heutigen Alpen bestand während des oberen Karbon teils Gebirgs- teils Festland. Auch die aus Teilen der Karpathen und aus dem Krakauischen herrührenden Angaben über das Vorkommen von *Spirifer mosquensis* etc. beziehen sich entweder auf unterkarbonische (Dobschau in Ungarn) oder auf oberdevonische Fossilien (*Spirifer mosquensis* ist tatsächlich = *Sp. Murchisonianus.*) Zum mindesten müßte im Bakony im Liegenden der Grödner Schichten marines Oberkarbon vorhanden sein, das jedoch vollkommen fehlt. Weiterhin fällt die nordalpine Transgression eines jungen Dyasmeeres fort, da die von einigen Autoren hierher gerechneten Röthi-Dolomite und Schwazer Kalke jüngeren Alters sind. Für Röthi-Dolomit siehe Lethaea mesozoica Trias; auch der erzführende Schwazer Kalk ist nicht nur teilweise, sondern nahezu gänzlich die Fortsetzung der nördlich des Inn liegenden Wettersteinkalke. Jedenfalls ist bisher in den Nordalpen niemals auch nur die Andeutung eines marinen Dyasfossils gefunden worden.

Schiefer des Veitschtales mit einem gleichalten Meere. Der Zechstein Deutschlands ist eine nordische, von Spitzbergen oder von Nordrußland ausgehende Transgression, deren südliche Grenze dem Nordrande der Sudeten, Thüringen und dem Odenwalde entspricht. In Frankreich, in West- und Südwesteuropa sind marine Aequivalente des Zechsteins weder nachgewiesen noch wahrscheinlich.

Durch Eliminierung der durch keinerlei stratigraphische oder palaeontologische Gründe gestützten „jungpalaeozoischen Transgressionen“ der Nordalpen gewinnt die geologische Überlieferung an Übersichtlichkeit und geographischem Zusammenhang. Andrerseits ist für die ganzen südöstlichen Alpen ein Vordringen, eine Transgression des Grödener Sandsteins sicher nachgewiesen. Doch handelt es sich hier um Binnengewässer, da marine Versteinerungen gänzlich fehlen und die ältesten Pflanzen in Südtirol auf mittleres Rotliegendes hindeuten. Da die marinen Schichten Kärntens aus dem Oberkarbon noch in die Unterdyas (Trogkofelkalke) hineinreichen und diskordant von Grödener Schichten bedeckt werden, ist das Ausmaß der Schichtenunterbrechung hier jedenfalls unbedeutend.

Die Triasperiode begann nach der kurzen positiven Episode des dem oberen Zechstein und dem oberen Produktuskalke Indiens entsprechenden Bellerophonkalkes im Süden mit einem Ansteigen des Meeres im Bereiche der jetzt von den Alpen eingenommenen Gebiete.[1]) Nur der westliche Teil der heutigen ostalpinen Zentralzone und ein schmaler der Karnischen Hauptkette entsprechender Streifen ragten während der Zeit der Mitteltrias (Muschelkalk, Ladinische, sowie Karnische Stufe) als Inselgebirge über das Meer empor. In den Radstädter Tauern und im Unterengadin ist die Trias-Serie vollkommen; im Oberpinzgau, am Brenner und weiter östlich ist ein Übergreifen der oberen Trias (des Hauptdolomites) über die Inselgebirge sicher nachgewiesen.

Auch die bekannte Lückenhaftigkeit des ostalpinen Jura kann nicht — wie es vereinzelt geschah — mit allgemeinen Meeresschwankungen in Zusammenhang gebracht werden. Vielmehr haben wir es mit wechselnden Strömungsverhältnissen zu tun, welche vielfach die Anhäufung von Sediment hinderten. Diese wechselnden Strömungen erklären — zusammen mit gelegentlichen Schwankungen des Meeresgrundes — auch wohl ein gelegentlich beobachtetes Korrosionsrelief, ohne daß man das Meerniveau in permanente Auf- und Abwärtsbewegungen zu setzen brauchte. Auch die Meere der unteren Kreide folgen, ohne daß eine Trockenlegung mit atmosphärischer Denudation nachweisbar wäre.

---

[1]) vergl. Diener, Bau und Bild der Ostalpen S. 599.

Hingegen ist die Mitte der Kreidezeit durch bedeutende gebirgsbildende, hebende Vorgänge vor allem in den nordöstlichen Kalkalpen und der Zentralzone, wahrscheinlich auch im Gailthaler Gebirge, in der Karnischen Hauptkette und den südlichen Kalkalpen gekennzeichnet.

Die obere Kreide bezeichnet im Norden, wahrscheinlich aber auch im Süden der Ostalpen eine ausgesprochene, bis in die Karpathen und weiter fortsetzende Transgression des Meeres.

Bekannt ist besonders das transgressive Auftreten der vielfach konglomeratischen Gosaukreide, welche alte Buchten der nordöstlichen Triaskalke ausfüllt und nicht selten unmittelbar den Werfener Schichten auflagert. Das Fehlen des Gault und die geringe Verbreitung des Cenoman in den nördlichen Kalkalpen entspricht ebenfalls dieser Erscheinung.

Aus den südlichen Kalkalpen sind nur vereinzelte Andeutungen kretazischer Gebirgsbildung bekannt. [1])

An der Grenze von meso- und känozoischer Zeit [2]) zieht sich das Meer aus dem Bereich der nordöstlichen Kalkalpen und Zentralalpen zurück, im Süden tritt die „Adriatis“ (das adriatische Festland) als solches hervor. Nur im Bereich der nördlichen Flyschzone und in den gefalteten Regionen der Etschbucht hält die Meeresbedeckung an, während sich gleichzeitig im Vicentinischen ein lange tätiger Herd vulkanischer Ausbrüche [2]) bildet.

Eine neue Transgression des mittleren bis oberen Eocän macht sich im Norden stellenweise geltend, wo bei Reit im Winkel, Radstadt und am Nordabhang des Wechsels in Nieder-Österreich das alttertiäre Meer tief z. T. bis an den Rand der Zentralalpen eingriff.

Im Südosten, in den Karawanken sind etwas später Schollensenkungen zu beobachten, in die, wiederum etwas später, eine oligocäne Transgression eingreift (Teller).

In der Mitte (oder nach Diener am Schluß) des Oligocän haben die Venetianische Faltungszone und die nördliche Flyschzone eine erste Hebung erfahren. Jedenfalls deutet die weite Verbreitung der oberoligocänen (aquitanischen) Braunkohlen auf vorangegangene positive Bewegungen hin. In das Miocän (oder

---

[1]) So erwähnt E. Philippi, Umgegend von Lecco und Resegone-Massiv in der Lombardei (diese Zeitschr. 1896 S. 318—367) Liaskalktrümmer in den Schichten der unteren Kreide, sodaß die Faltung schon in präkretazischer Zeit begonnen hätte; auch triadische Schollen treten in der Scaglia auf; die Grigna sei vielleicht schon im Beginn des Tertiärs ihres Mantels jüngerer mesozoischer Sedimente entkleidet gewesen.

[2]) Vergl. Diener, Bau und Bild der Ostalpen. S. 206 u. 210.

nach Diener an die Wende von Oligocän und Miocän) fällt die hauptsächliche Faltung der Ostalpen.[1]) Im Westen dauert die Faltung bis in jungmiocäne und pliocäne Zeit fort und erreicht erst in obermiocäner Zeit ihren Höhepunkt.[2]) Durch jede neue Faltung oder durch das Fortdauern älterer gebirgsbildender Vorgänge werden neue Zonen den vorhandenen Gebirgskernen angegliedert — so deutet die Angliederung der Flyschzone an die zur mittelkretazischen Zeit gefalteten Kalkalpen auf mittel- oder jungtertiäre Bewegungen hin.

Die Abnahme der Faltung von West nach Ost läßt sich in der Voralpenzone der Kalkalpen und in den Zentralalpen mit gleicher Deutlichkeit verfolgen und findet ihren weiteren Ausdruck in der kürzeren Dauer der ostalpinen Faltung. Während die gefaltete jungtertiäre Molasse in der Schweiz noch eine deutliche Bergzone bildet, ist sie in Bayern wohl noch von Störungen betroffen, aber nur als Vorland, nicht mehr als orographisch deutliche Zone zu bezeichnen. Für die Kalkalpen liegt die Grenze der Falten und der gebrochenen Plateau-Schollen in der Ache von St. Johann, und in der Zentralzone nimmt das Hervortreten der Brüche von W nach O stetig zu: Am Brenner nord- und südwärts gerichtete Überschiebung und untergeordnete Brüche; im Oberpinzgau ein sehr deutlicher Grabenbruch, in den Radstädter Tauern Längs- und Querbrüche, die den innern Bau und das äußere Bild des Gebirges beherrschen.

Auch im Süden ist die Faltung der Kalkalpen auf den Westen der Etschbucht beschränkt.

Der Grund der Abnahme der jüngeren Faltungen von W nach O ist die größere Intensität der älteren Faltungen (der kretazischen im N und der palaeozoischen im S) der östlichen Alpen. Geht man von der in vielen wesentlichen Zügen richtigen älteren Suess schen Anschauung des Ausstrahlens der Alpen in die ungarische Ebene aus, so kann man sagen, daß hier z. T. die Faltung gänzlich aufhört: Die Schichtenentwicklung des Bakonyer Waldes ist alpin und zwar ganz vorwiegend echt südalpin: denn der Alpengeologe findet von den praekambrischen Quarzphylliten, den Grödener Sandsteinen und Werfener Schichten durch die ganze Trias-Serie bis zum Jura (Adneth, S. Vigilio) hinauf nur alte alpine Bekannte wieder. Doch zeigt die Tektonik kaum noch Andeutungen alpinen Gebirgsbaus sondern vielmehr

---

[1]) In einer für weite Kreise bestimmten, eben veröffentlichten Zusammenstellung ist diese Unterscheidung von mir nicht durchgeführt. Zeitschr. d. Deutsch-Österreisch. Alp.-Vereins 1903 S. 8.

[2]) Auch im Südosten, in Krain, haben die letzten gebirgsbildenden Bewegungen auch die sarmatischen Schichten betroffen (Teller).

die bezeichnenden, von Brüchen durchsetzten Hochflächen, welche für die Tafelländer der mitteldeutschen kontinentalen Trias so bezeichnend sind. Die alte starre Masse, die nach L. v. Lóczy den Untergrund der ungarischen Ebene bildet, hat in den aufgelagerten mesozoischen Sedimenten des Bakonyer Waldes jede intensivere Faltung verhindert.

Nur die Südzone der Ostalpen ist seit der Faltung der palaeozoischen Ära ein Gebiet der Lockerung und Zerreißung (v. Richthofen) sowie der Schauplatz eruptiver und z. T. auch intrusiver vulkanischer Tätigkeit gewesen. Das Zentrum der Ausbrüche hat sich dabei ebenso wie die Faltung kontinuierlich von innen nach außen verlegt.

Auf die uralten (praekambrischen oder altpalaeozoischen) Gangbildungen des Ortler- und Klausener Gebietes folgen räumlich und zeitlich die ausgedehnten Porphyrausbrüche von Bozen (ältere Dyas), dann die mitteltriadischen Melaphyrdecken und Tuffe des Südtiroler Dolomitengebietes, die allerdings z. T. noch mit dem Bozener Porphyr räumlich zusammenfallen.

Daran schließen sich nach außen die an der unteren Grenze des Tertiärs beginnenden Ausbrüche des Vicentinischen, die miocänen Andesite in Krain (Weitensteiner Gebirge) und endlich die jungtertiären, in die Poebene hinausreichenden Euganeen und Monti Berici.

II.

Geologisch-tektonische Entwicklung der Westalpen.

Die geologisch-tektonische Entwicklung der Westalpen zeigt einen so abweichenden Charakter, daß schon hieraus auf die grundsätzliche Verschiedenheit der beiden Hauptgruppen des Alpengebirges zu schließen wäre: Dieser historisch-genetische Standpunkt erklärt die Selbständigkeit der westlichen Kalkalpen mit dem Jura-Gebirge, der Nordschweizer Klippenzone und den jurassisch-kretazischen Hochalpen, welche mit den nordtiroler und Salzburger Trias-Kalkalpen eigentlich nur den Namen gemein haben.

Die Verschiedenheit der Entwicklung erklärt ferner den gänzlich abweichenden Bau der östlichen und westlichen Zentralalpen. Wie die nördliche Kalkzone, so lassen auch die östlichen Zentralalpen gegenüber dem Westen eine gewisse Einheitlichkeit wenigstens der Haupterhebungen erkennen, während der Westen durchgehend eine Art Dreigliederung, d. h. eine inneralpine Sedimentzone, eine äußere und eine innere Zone der Zentralmassive erkennen läßt.

Die Zurückführung dieser Dreiteilung auf verschiedene

Phasen der Gebirgsfaltung ist in erster Linie das Verdienst von W. KILIAN; ihm verdanke ich auch die folgende, übersichtliche, schöne Zusammenstellung, welche die Verschiedenheit der Ost- und Westalpen klar hervortreten läßt. [1])

I. Altpalaeozoische (vorsudetische) Zeit der Westalpen. Der allgemeine Metamorphismus und die intensive Durchsetzung mit Aplit-Gängen haben die Sedimente so stark verändert, daß über das Vorhandensein und die Dauer der Meeresbedeckung in den Westalpen kaum ein Urteil zu fällen ist. Doch wurden Konglomerate in den kristallinen Schiefern, besonders in den Glimmerschiefern verschiedener Massive von GOLLIEZ in den Dents de Morcles und später von TERMIER im Dauphiné nachgewiesen. Ob diese Konglomerate kambrisches oder praekambrisches Alter besitzen, steht dahin.

II. Eine starke mittelkarbonische, der oberen sudetischen Stufe angehörige Faltung hat die älteren Sedimente betroffen. Verschiedentlich (Tarentaise, Briançon) sind obere Saarbrücker (Westphalien) und Ottweiler (Stéphanien) Pflanzen und kohlenführende, nicht marine Schichten beobachtet worden.

Schon diese ältere Faltung fällt zeitlich mit der ostalpinen nicht zusammen. In den zentralen Ostalpen gehören die nicht marinen kohlenführenden Schichten zur unteren Saarbrücker bis Ottweiler Stufe, in den Südalpen umschließen die Fusulinenkalke im Hangenden der gefalteten, bis zum Unterkarbon reichenden Schichtenfolge ausschließlich Ottweiler Pflanzen. Größer wird die Divergenz zwischen Ost- und Westalpen am Schlusse des Palaeozoikums.

III. Eine dyadische (praetriadische), der ostalpinen vergleichbare Faltung ist nur im Westen der Westalpen, d. h. westlich der Linie Lautaret—St. Jean — de Maurienne—Val Ferret von LORY und KILIAN nachgewiesen worden. Hier liegt zwischen Oberkarbon (Stéphanien) und Untertrias eine Diskordanz. Östlich dieser Linie herrscht im Brianconnais konkordante Schichtenfolge zwischen Oberkarbon, Dyas (Grödener Schichten = Verrucano) und Untertrias. Oberkarbon und Dyas sind limnisch, die Untertrias ist nur z. T. marin entwickelt.

IV. Die Zeit des Mesozoikum entspricht einer im wesentlichen ununterbrochenen Meeresbedeckung, deren verschiedene Oscillationen genau bekannt sind:

1. Die Trias entspricht nur in der inneralpinen Sedimentzone (sowie den südlich unmittelbar anschließenden Apuanischen Alpen) der zusammenhängenden Meeresbedeckung eines tieferen

[1]) Comptes Rendus 1903 **137**, S. 621.

Ozeans; in den Zonen der Zentralmassive, besonders in den äußeren Massiven (Mont Blanc, Pelvoux) fehlt die Mitteltrias, während die Obertrias (exkl. Rhaet) limnischen d. h. Keuper-Charakter trägt.

2. Die Rhaetische Transgression bedeckt (mit Ausschluß einiger kleineren Inseln im Westen) die gesamten Westalpen (während im Osten entweder kontinuierlich Meeresbedeckung herrscht, oder — in der Zentralzone — die Transgression des Hauptdolomites entscheidende Bedeutung beansprucht).

3. Die Entwicklung der Geosynklinen der älteren und mittleren Juraperioden verhält sich nach Haug beinahe umgekehrt wie zur Zeit der Trias: Im Briançonnais begegnen wir einer seichteren Zone mit Konglomeratbildungen sowie neritischen Sedimenten (Austernfazies etc.), im Westen enthält die äußere Zone der Zentralmassive (Dauphiné) mächtige bathyale Ablagerungen, und ebenso umschließt im Osten die Zone der inneren Zentralmassive (Piemont) die mächtige Folge der „Schistes lustrés".

4. Malm-Ablagerungen sind überall verbreitet und umschließen im NW, N, SW und SO randliche Riffpartien, sonst Bildungen des tieferen Meeres.

5. Auch die untere und mittlere Kreide entspricht einer allgemeinen (?) Meeresbedeckung; nur im Süden deutet das Maurisch-hyèrische Massiv auf eine alte Küste hin.

6a. Eine lokale Faltung entspricht der Mitte der Oberkreide (so in der Gegend des Dévoluy etc.); auch diese Faltung fällt zeitlich ebensowenig wie die mittelkarbonische mit der Faltung in den nördlichen Alpen zusammen.

6b. Zur Zeit der obersten Kreide wurden die Westalpen z. T. überflutet; im NW (Vercors) sind Küstenverschiebungen nachweisbar; über die unteren und oberen Kreidemeere der inneren Ketten fehlen genauere Anhaltspunkte.

V. Eocän.

1. Das untere Eocän entspricht, wie in ausgedehnten Teilen der Nordhemisphäre, einer Trockenlegung.

2. Das mitteleocäne Meer (mit *Nummulites perforatus*) greift in Form eines schmalen Meeresarmes (Nizza-Embrun) von neuem ein.

3. Vornummulitische und voraquitanische (E. Haug) Faltungen in Form von einfachen Aufwölbungen (domes, brachy-anticlinaux; *parma* E. Suess) sind durch Untersuchung der liegenden Schichten, über welche obereocäne Nummulitenkalke transgredieren, festgestellt worden (P. Lory im Dévoluy, Zürcher bei Castellane).

V. 4. Das obereocäne und unteroligocäne[1]) Meer nimmt im Gegensatz zum Osten die gesamten inneren Alpen, d. h. die inneren Zentralmassive (Piemont) und die Zone des Briançonnais ein. Die äußeren Ketten von der Zone der äußeren Zentralmassive an (Pelvoux, Belledonne etc. im Dauphiné) sind trockengelegt; hier herrscht überall kontinentales Eocän und limnisches Oligocän.

Mächtige Konglomerate und Breccien im Flysch deuten auf Küsten und Untiefen hin.

VI. 1. Die Mitte des Oligocän entspricht einer allgemeinen Trockenlegung der Westalpen.

Eine Rückkehr des untermiocänen Meeres betrifft nur den äußersten Westen der Alpen, d. h. die Voralpen und die Rhonebucht; der größte Teil des Alpengebirges verbleibt über dem Meeresniveau.

VII. Die obermiocäne Hauptfaltung des Westens.

VII. 1. Zunächst erfolgt die Bildung einer Reihe von liegenden, gegen W überschobenen Falten, welche einen gewaltigen Komplex (Fig. 2) übereinandergeschobener, z. T. ausgewalzter Falten (nappes, écailles = Schuppen) darstellen[2]).

Diese großen Falten begreifen den eocänen Flysch und liegen in den äußeren Ketten über dem Mittelmiocän; sie sind also schon obermiocänen Alters, und die folgenden Phasen (VII 2 und 3) sind noch jünger. Die Rückfaltung des Ostabhanges der Westalpen (VII 3) ist also vielleicht schon pliocän.

Andrerseits weisen in den jungmiocänen Konglomeraten der Bas-Dauphiné und der Basses-Alpes verschiedenartige Alpengerölle (Triasquarzite, Variolit etc.) darauf hin, daß bereits vorher, also während der Miocänzeit, Faltungen und Aufbrüche stattgefunden haben.

VII. 2. Der übereinanderliegende Faltenkomplex (A = die „nappes" = Schubmassen) werden in sich zusammengeschoben und gefaltet (Gebirge zwischen Briançon und Vallouise, Guillestre.) (Fig. 3.)

VII. 3. Eine Rückfaltung („plissement en retour") wird bedingt durch die Senkung des Piemont (zur Pliocänzeit) und kennzeichnet die Innenseite des Alpenbogens. Diese gewissermaßen ins Leere gerichtete Faltung bildet nachträglich die nach der italienischen Seite hin überschobenen Falten.[3]) (Fig. 4.)

---

[1]) Priabonaschichten.

[2]) „Formation à plis imbriqués et couchés vers l'extérieur de la chaine, s'escaladant les unes sur les autres, suivant l'expression si suggestive de M. Lugeon." Kilian, Comptes rendus 5. Okt. 1903 S. 3.

[3]) Insbesondere die vierte Schuppe und die gefalteten Lias-Schiefer des Mont-Jovet.

Hierdurch entsteht die bezeichnende unsymmetrische Fächerstruktur der französischen Zentralalpen. Der Alpenfächer der inneralpinen Sedimentzone ist also durch zwei aufeinanderfolgende Faltungsphasen gebildet und stellt keinen grundsätzlichen Widerspruch gegen die vorwiegend nach außen gerichtete Faltung dar.[1])

VIII. Schwache jungpliocäne Faltungen sind nur in den randlichen Gebieten der Rhônebucht nachweisbar und setzen sich durch die Quartärperiode bis in die Gegenwart in Form der Erdbeben fort. Die Bildung alpiner fluvioglacialer Bildungen beginnt ebenfalls im obersten Pliocän.

Als Erläuterung zu den vorstehenden historisch-tektonischen Betrachtungen soll die nachfolgende Aufzählung der verschiedenen Teile des Alpengebirges gewissermaßen nur die Disposition einer geographisch-geologischen Übersicht geben, die an anderer Stelle in ausführlicherer Darstellung mit Karten und Profilen erscheint.

Geologische Gliederung des Alpengebirges.

Die soeben kurz dargestellte verschiedenartige Vorgeschichte gestattet, zunächst zwei bezw. drei Haupt-Teile der Alpen zu unterscheiden:

A. Die Westalpen mit allgemeiner mittelkarbonischer Faltung, mit einer dyadischen, auf den Westen beschränkten Aufrichtungsphase und einer tertiären Hauptfaltung, die in das jüngere Miocän fällt.

B. Die Ostalpen, deren Hauptfaltung dem zweiten Teile des Oligocän angehört; außerdem ist eine altmiocäne,[2]) aber keine jung- oder postmiocäne Aufrichtung nachgewiesen. Im Osten zeigen:

B 1. Die nordöstlichen Alpen (Zentral-Alpen z. T.) und nördlichen Kalkalpen eine mittelkretazeische Faltung.

Die nordöstlichen Alpen setzen mit ihrer Flyschzone in die Karparthen fort.

B 2. Die südöstlichen Alpen (Dinariden), welche mit wenig veränderten Merkmalen nach Bosnien, Albanien, Epirus bis in den Peloponnes fortsetzen, sind durch eine sehr heftige mittelkarbonische Faltung gekennzeichnet.

---

[1]) Die eingehendste Auseinandersetzung über die Auffassung Termiers gibt W. Kilian in Phénomènes de charriage dans les Alpes delphinoprovencales. Comptes rendus IX. Congrès international Wien. 1903. S. 473.

[2]) Bezw. nach C. Diener an der Grenze von Oligocän und Miocän erfolgend; nur im äußersten Südosten (in Krain) sind noch jüngere, postmiocäne Faltungen bekannt.

Die französischen Zentralalpen[1]) südlich der Linie Albertville—Annecy teilen KILIAN und RÉVIL[2]) in ihrem soeben erschienenen großen Werke in übersichtlicher Weise in drei Hauptzonen, sowie in eine große Anzahl von Subzonen, Synklinen und Faltenbündel ein:

Der Zone des „Mont Blanc“ angelagert sind die subalpinen Kalkalpen (I) mit ihren autochthonen Falten. Die Zentralpen umfassen:

II Die delphino-savoische Zone od. Zone des Mont Blanc	1 Subzone oder Faltenbündel von Belledonne	Einfache oder komplizierte Falten der Belledonne - Kette und ihrer NNO-Fortsetzung (la Lauzière) mit Spuren von mittelkarbonischen („hercynischen“) Falten.
	2 Subzone oder Faltenbündel Mont Blanc-Grandes Rousses Mont Pelvoux	Synkline (A) der Combe d'Olle (od. des Col de la Madelaine Antikline (a) des Croix de fer-passes Synkline (B) von St. Jean d'Arve Antiklinales Faltenbündel (b) des Mont-Charvin Synkline (C) des Col Lombard. Antikline Zone (c) von la Saussaz
III Zone des Briançonnais[2]) (Inneralpine Sedimentzone)	1 Unterzone der Aiguilles d'Arve oder Flyschzone d. Embrunais	Synklinales Faltenbündel (D) Aiguilles d'Arves — Cheval Noir — Quermoz
	2 Unterzone des Galibier	Antiklinales Faltenbündel (d) Grande-Moënda — Pic Blanc du Galibier Synkline (E) Cime Noire, Roche Olvera Antiklines Faltenbündel (e) des Galibier und der Ponsonniére
	3 (axiale) Unterzone der Kohlenformation	Synkline (F) von la Sétaz Karbonische Antikline (f) Synkline der Grand Aréa etc.
	4 Unterzone des Chaberton u. der Vanoise	Synkline (G) des Mt. Thabor Antikline (g) von Vallée Étroite Faltenbündel (H) Vanoise — Rois-Mages-Chaberton

[1]) Die französischen Alpen stellen ebenso die typische Entwickelung der Westalpen dar, wie die Tiroler, Salzburger und Kärnter Gebirge die des Ostens; auf die schwierigen Übergangsgebiete der Ostschweiz kann in dieser, nur die typischen Formen berücksichtigenden Skizze nicht eingegangen werden. Zudem veröffentlicht soeben (Sept. 1905) G. STEINMANN eine Übersicht des Standes unserer Kenntnisse in „Die SCHARDTsche Überfaltungstheorie“ etc. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. **16**. S. 18.

[2]) Études géologiques dans les Alpes occidentales. I. Description orographique et géologique de quelques parties de la Tarentaise, de

IV Zone von Piémont (Zone des Monte Rosa CH. LORYS	Zahlreiche nach Osten (nach Italien) hinübergeneigte Falten mit Antiklinalkernen von Triaskalken und Pseudo-Gneis; Glanzschiefer mit Linsen von Pietre verdi.

Vergleich der Französischen und der Schweizer Alpen.

Gegenüber der Anschaunng, welche für den Westen ein gewaltiges Wandern aller Faltungselemente von der Po-Ebene bis an den Außenrand der Alpen zu beweisen sucht[1]), hebt W. KILIAN — ohne die Bedeutung der Überschiebungen an sich zu unterschätzen — hervor, daß doch ausgedehnte Teile der französischen Alpen *in situ* „autochthon“ gefaltet seien. Zu ähnlichen Anschauungen neigt die große Mehrzahl der ostalpinen Geologen hin. Es sei daher gestattet, die klare und anschauliche Darstellung, welche W. KILIAN[2]) über den Zusammenhang von schweizer und französischen Alpen vor kurzem veröffentlicht hat, hier abgekürzt wiederzugeben.

I. Die sog. autochthonen, nicht horizontal bewegten Falten LUGEONS nehmen in Frankreich einen großen Teil der äußeren alpinen Ketten ein und umfassen die Mehrzahl der subalpinen Ketten von Savoyen und dem Dauphiné (Chartreuse, Vercors); die Faltenverwerfungen (pli-failles) sowie die „zögernden“ Falten[3]), die bald nach West, bald nach Ost (Vercors) übergelegt sind, haben ihre Wurzel an Ort und Stelle. Denn einerseits verbindet die Fazies der Sedimente diese Ketten mit den angrenzenden außeralpinen Gebieten, andrerseits führt die detritogene Beschaffenheit der tertiären Ablagerungen zu dem gleichen Schlusse. Diese subalpine Zone, welcher große Überschiebungen fehlen, reicht vom Diois, den Baronnien und Moustier - St. - Marie bis in den NW von Grasse und Nizza; hier nimmt sie in den sogenannten „Vor-Seealpen“ (Préalpes maritimes) eine durch die Häufigkeit der südwärts überschobenen Faltenverwerfungen gekennzeichnete Struktur an.

II 1). Die kristallinen Massive der Aiguilles - Rouges, Belledonne und la Mure, deren Verschwinden im Süden von la Mure einer Verschiebungslinie entspricht, gliedern sich den autochthonen, an Ort und Stelle verbliebenen Kalkalpen an.

---

la Maurienne et du Briançonnais septentrional. Mém. pour servir à la carte géol. détaillée de la France. Paris 1904—1905. S. 340.

[1]) Vergl. ARNOLD HEIM, Diese Berichte 1905 S.

[2]) Comptes rendus hebdomadaires 18. Sept. 1903.

[3]) Plis hésitants TERMIERS.

[4]) Die in Klammern beigefügten Bezeichnungen entsprechen ungefähr den besonders von C. DIENER (Westalpen) und E. HAUG befürworteten Namengebungen. Bull. soc. géol. France (3) 24. 1896. S. 535 ff.

Die Überfaltungen mit äußeren Wurzeln („nappes à racines externes Lugeon“) setzen nach Frankreich in nach stehender Anordnung fort:

a (II2). Ein erstes Faltenbündel (faisceau) der Diablerets, Morcles etc. hat seine Fortsetzung im südlichsten Teile des Mont Blanc und im Mt. Joly (Bertrand, Ritter, Lugeon); diese Falten sind im Norden von Albertville über die Zone von Belledonne fortgeschoben (charriés). Ihre südliche Fortsetzung begreift die isokline Zone von Petit-Coeur mit den Zentralmassiven von Rocheray, den Grandes Rousses und dem Mont Pelvoux; (diese Gebiete scheinen vielfach nur die Wurzeln der westwärts überschobenen und denudierten Falten darzustellen.)

III1. Ein zweites Faltenbündel, welches die Glarner Schubmassen („nappes glaronaises Lugeon) umfaßt, hat seine Wurzeln im Val Ferret, im SO des Mont Blanc und setzt nach Frankreich in dem isoklinen Faltenbündel Chapieux - Cormet d'Aréches-Moûtiers fort; der weiteren Fortsetzung gehört zweifellos die Zone der Aiguilles d'Arve (III1) oder die innere Flyschzone (Eocän) an.

III2. Ein drittes Faltenbündel (Préalpes internes Lugeon) streicht in der Gegend des kleinen St. Bernhard nach Frankreich hinüber und umfaßt die Westflanke des Karbonfächers des Briançonnais, ferner die isoklinen Schuppen des Westabhangs des Mt. Jovet, Salins Moutiers, Encombres und vom Grand-Galibier; im Süden der Guisane gehören hierher und zu III3 die übereinander getürmten Schubmassen (nappes empilés) Termiers und die von Kilian studierte, übereinstimmend gebaute Gegend von Guillestre und Escreins.

Zu diesem oder zu dem vorangehenden Faltenbündel (III1) gehören nach Kilian die Deckschollen (lambeaux de recouvrement) von Sulens und les Annes in Hoch-Savoyen, welche Lugeon zu den mehr nach innen gelegenen Falten rechnet.

III4. Die Überfaltungen mit inneren Wurzeln (nappes à racines internes Lugeon) sind von den äußern Wurzeln durch ein System großer liegenden Falten getrennt, welche besonders den Simplon und seine — allerdings recht heterogenen — „schistes lustrés“ betroffen haben. Die Fortsetzung dieser Falten würde in Frankreich im Osten der Karbonzone des Briançonnais verlaufen, d. h. dort wo infolge der jüngeren Rückfaltung (s. o.) die Schichten nach Osten übergebogen sind. Nach Kilian gehören hierher die gefalteten Schiefer des Gipfels des Mont

Jovet sowie die vierte Schuppe, welche Termier aus dem Briançonnais beschrieben hat; beide haben ihren Ursprung am Westrand der Zone der „Schistes lustrés".

IV. Schubmassen mit innern Wurzeln, welche nach Lugeon aus dem Süden, Südosten und Osten der Glanzschiefer-Zone stammen, waren nach Kilian niemals in Frankreich vorhanden; denn alle bisher als solche beschriebenen Schubmassen (Sulens, Annes, Ubaye, Embrunais, Briançonnais) gehören den Faltenbündeln mit äußeren Wurzeln an.

Mit Lugeon nimmt Kilian somit an, daß in den französischen Alpen nur zerstreute Reste der früher vorhandenen liegenden Falten (plis couchés Kilian, nappes charriés Lugeon) erhalten sind; aber diese Überfaltungen waren weder so ausgedehnt noch so kompliziert wie in der Schweiz. Daß in den Ostalpen diese Schubmassen nirgends die von Termier angenommene Bedeutung besitzen, ist von C. Diener[1]) und mir[2]) betont worden.

Die Ostalpen (1—5).

In der folgenden ganz kurzen Übersicht der Ostalpen-Zonen[3]) sind diese hauptsächlichen Unterteile der Gebirgszüge mit arabischen Ziffern bezeichnet; nur die Flyschzone (1) sowie die nördlich vorgelagerten miocänen Vorhügel bezw. das Molassenland der Schweiz streichen in den Bereich der Westalpen hinüber.

1. Die z. T. aus paläogenem Flysch, z. T. aus Kreideflysch bestehende gleichnamige Zone erfährt in ihrem Fortstreichen von der Schweiz längs des nördlichen Alpenrandes bis zur Sandsteinzone der Karpathen mannigfache Änderungen und Unterbrechungen; sehr häufig — besonders in der Gegend von Salzburg — ist eine Überschiebung der Kalkalpen auf den Flysch zu beobachten. Ein ebenso ungleichartiges Verhalten zeigen die der Flyschzone vorgelagerten, aus Oligocän und Miocän bestehenden Höhen, welche der salzführenden Zone der Karpathen entsprechen.

Die Beweise für die verschiedene Dauer der jungtertiären Faltung liefert besonders das verschiedene Verhalten dieser oligocän-miocänen Vorberge: Während in der Schweiz die Nagelfluh-Berge nahe dem Gebirgsrand noch bis 1800—2000 m ansteigen (Rigi und Speer), ist in den südbayerischen Braunkohlen-

[1]) Centralblatt f. Min. 1904, S. 161—181.

[2]) Tiroler Zentralalpen S. 81—85.

[3]) Die in vielen Beziehungen kontroverse Grenzregion der Ost- und Westalpen ist im folgenden außer Betracht geblieben, da nur die typischen Regionen erörtert werden sollten.

bergwerken bei Miesbach eine schwächere jungmiocäne Faltung nachweisbar; aber in Oberösterreich lagert das jüngere Tertiär flach und ungestört, um dann in den Karpathen wieder Faltung zu zeigen.

2. Die Kalkalpen des Nordostens in Bayern, Nordtirol und Niederösterreich bilden keineswegs die Fortsetzung der Schweizer Kalkalpen, wie das Auskeilen der westalpinen Kreidekette im Bregenzer Wald jenseits der Rheinlinie zeigt. Der Faltentypus der Nordtiroler Ketten zeigt vorwiegend nordwärts gerichtete Faltung und Überschiebung (so Mieminger-Gruppe, im Karwendel und im Sonnwendgebirge). Im Osten, jenseits der Ache von St. Johann, zeigen die Kalkalpen vom Loferer Steinberg an den Plateau- oder Schollentypus der Salzburger und Steierischen Kalkplateaus (Steinernes Meer, Tennen- und Hagengebirge, Dachstein). Endlich trennt in den niederösterreichischen Kalkalpen die zentrale Aufbruchslinie der Werfener Schichten eine südliche, wenig gefaltete Kalkzone mit dem Salzburger Plateaucharakter von einer nördlichen Voralpenzone, in der, wie in Nordtirol, nordwärts überschobene Falten und Schuppen vorherrschen.

Der Hauptgegensatz des Westens und Ostens der Triaskalkalpen läßt sich demnach kurz kennzeichnen: Im Westen zonare Anordnung der in der Längsrichtung durchstreichenden Faltungsketten, im Osten Aufeinanderfolge verschiedener Gebirgstypen in der Längsrichtung. Derselbe Gegensatz der parallelen Zonen und der aneinandergereihten verschiedenartigen Kettenglieder wiederholt sich in den östlichen Zentralalpen, welche durch die Salzburger Schieferberge von den Kalkalpen getrennt werden.

3. Die Zentralalpen des Ostens zeigen im Gegensatz zum Westen im Querschnitt einen einheitlichen Bau, zerfallen aber von West nach Ost in eine Reihe von Senken (des mit jüngeren, meist mit triadischem Sediment erfüllten Unterengadin, die Brennersenke) u. s. f. und in Massenerhebungen; in letzteren wiegt entweder Glimmerschiefer mit untergeordneten Gneiszügen vor (Oetztal-Stubai), oder wir haben zentrale Granitmassive (z. B. Zillertal, Ankogel, Granatspitz), die von präkambrischen Phylliten umgeben sind. Die Höhenpunkte der Faltung werden in den horizontalen Überschiebungen der Senken (Unter-Engadin, Brenner) erreicht, während die Massenerhebungen z. T. einfach aufgewölbt erscheinen. Die Gabelung, welche die Zentralzone des Ostens im Lungau zeigt, darf mit der durchgehenden Parallelität in den zwei Zonen der westlichen Zentralmassive nicht verwechselt werden.

4. Die südlichen Kalkalpen des Ostens, die Dinariden

von E. Suess, zeigen in sehr ausgedehnten Teilen Plateaucharakter: Schlern - Rosengarten, Sextener Dolomiten, Östliche Karnische Hauptkette und Julische Alpen. Der Grund dieser Erscheinung ist die sehr intensive mittelkarbonische Faltung und die dadurch bedingte Verfestigung des Untergrundes der dyado-triadischen Bruchschollen. Der Untergrund tritt vor allem zu Tage in den Aufbrüchen altpalaeozoischer und älterer Gesteine: der stark gefalteten Karnischen Hauptkette, den anschließenden Karawanken und der Cima d'Asta.

Die Umgebung des südosttiroler Hochlandes und das Empordringen der jüngeren periadriatischen Granite (Adamello, — Iffinger und Franzensfester Granit — Rieserferner — Zinsnock — Eisenkappel — Bacher) steht ebenfalls unter dem Einfluß der älteren Faltung. Noch deutlicher kennzeichnet die Umgebung des karbonischen verfestigten Gebirgsrumpfes die gewaltige, halbkreisförmige Bruch- und Dislokationszone: Judicarienbruch, Meraner Granit, Triasfalten der südlichen Tauern und dann der gewaltige Gail-(Gitsch)Bruch, die natürliche Grenze der Zentralalpen und Dinariden; nördlich des Gailbruches zeigen die Lienzer Dolomiten den nordtiroler Faltentypus und die nordtiroler Trias-Fazies, südlich beginnt eine andere tektonische und stratigraphische Entwicklung.

5. Für die östliche und südöstliche Fortsetzung der Alpen erweist sich die schon vor langem geäußerte Suesssche Idee des Ausstrahlens der fächerförmig alpinen Kette für zahlreiche Beispiele (A, B) als zutreffend:

A. Für die Karpathen.
Die Sandsteinzone ist eine — nur äußerlich durch Erosion getrennte — Fortsetzung der alpinen Flyschzone, und die Karpathischen Kerngebirge der subtatrischen Region, welche in ihrem Bau mit den Aufbrüchen der Südalpen (Cima d'Asta) übereinstimmen, sind z. T. als Fortsetzung der Ostalpinen Zentralzone anzusprechen.

B. Für die Dinarischen Ketten und das Kroatisch-Slavonische Gebirgssystem.

a) Die südalpinen Triasgesteine und die Faltungstypen des westlichen Südtirol und der lombardischen Alpen mit ihren nach außen gerichteten Überschiebungen (Monte Crocione, Resegone) setzen durch Bosnien (Katzer) und die südwestliche Balkanhalbinsel bis in den Peloponnes fort. (Nach den neuen Entdeckungen von C. Renz.)

b) Die durch den periadriatischen Bruch von dem Triasgebirge getrennten Kreidekalke Venetiens mit den eingefalteten Eocänbändern sind ebenfalls durch

Istrien und Dalmatien zu verfolgen, besitzen aber keineswegs in Griechenland die Verbreitung, welche ihnen z. B. die Internationale Karte von Europa zuschreibt.

c) Die Inselkerne zwischen Drau und Save sind direkte Fortsetzungen der Ostalpen „kristalline Aufbruchswellen, vergleichbar dem Massiv der Cima d'Asta, Fragmente eines Strahles des ostalpinen Fächers im Sinne der älteren Auffassung von F. v. HAUER und E. SUESS“ (C. DIENER).

C. Dagegen überdecken die ungarischen Mittelgebirge zwischen Wien und Budapest (Bakony, Vertes, Gerecser Gebirge, Pilis und Ofener Gebirge) — ähnlich wie die Südtiroler Dolomiten — ein altes, nur z. T. bei Stuhlweißenburg und im Fünfkirchener Gebirge zu Tage tretendes Massiv. Faltung fehlt so gut wie ganz, und die Dislokation der vorwiegend obertriadischen Hauptdolomite und Dachsteinkalke erfolgte durch Brüche.

Die alte ungarische Masse, welche vornehmlich im westlichen Siebenbürgen sichtbar wird und den Untergrund der großen Ebene bildet, steht also den Alpen fremdartig gegenüber; die Karpathen und Dinariden z. T. umwallen dies alte Massiv, ähnlich wie Erzgebirgs- und Sudetenfalten die noch ältere böhmische Masse umgeben.

Die vorliegende geographische — ohne Literaturangaben und eingehendere Belege[1]) veröffentlichte Skizze — entspricht dem auf der allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Tübingen gehaltenen Vortrage und soll lediglich einige Unterlagen für die chronologisch-tektonische Betrachtungsweise zusammenstellen, welche allein eine Orientierung in dem schwierigen Probleme des Gebirgsbaues ermöglicht.

Herr **MARTIN SCHMIDT**-Stuttgart legte zunächst einen von R. JUNG in Heidelberg nach seinen Angaben ausgeführten **Apparat** vor zum successiven **Abschleifen planparalleler Lamellen** von in Gips eingebetteten Fossilien, zum Studium von deren, durch sonstige Präparation nicht mit genügender Schärfe festzustellenden feineren Bauverhältnissen.

Derselbe besprach sodann eine Reihe bei der Kartierung der Blätter Freudenstadt und Altensteig am Schwarzwalde von ihm gemachter Funde der z. T. sehr seltenen **Ammonoiden des Wellengebirges**. An der Hand einer Profilskizze wurde gezeigt, daß die mehrfach unmittelbar der Schicht entnommenen

[1]) Die am anderen Ort nachgeliefert werden sollen und besonders für das Grenzgebiet von Ost- und Westalpen weiter zu ergänzen sind.

Stücke eine Verbreitung von *Hungarites Strombecki* und *Ceratites antecedens* in der Gruppe erkennen lassen, die den älteren Angaben H. v. Ecks sehr gut entspricht. Gegenüber diesen hier bisher nur in engbegrenzten Niveaus mit Sicherheit festgestellten Formen ließ sich das nahe über dem Buntsandstein beginnende Vorkommen von *Beneckeia Buchi* durch mehr als ein Drittel der Mächtigkeit des Wellengebirges verfolgen. Einige Exemplare dieser Art aus dem reichen, vom Vortragenden gesammelten Materiale lassen deutlich sichelähnlich geschwungene Skulpturelemente erkennen, die vom Nabel bis zu dem einen scharfen Kamm tragenden Rücken der Schale mit der neuerdings in der Lethaea mesozoica (S. 27) dargestellten feinen Skulptur einer Wohnkammer von *Beneckeia tenuis* im Verlauf recht wohl übereinstimmen. Dieselben Stücke liefern aber den Beweis, daß diese Skulptur umgekehrt orientiert liegt, wie dort für *Ben. tenuis* angenommen wurde. (Die vorstehenden Mitteilungen werden demnächst im Rahmen einer eingehenderen Darstellung der Stratigraphie und Paläontologie des Wellengebirges der genannten Gegend in ausführlicherer Form erscheinen.)

Herr Frech bemerkt, daß die Deutung der in der Lethaea mesozoica (Trias) abgebildeten *Beneckeia tenuis* auf Grund der Vergleichung mit *Aspidites* erfolgen mußte. Der Abdruck von *Beneckeia* selbst war nur zur Hälfte erhalten und außerdem in der Mitte zerbrochen, sodaß eine direkte Beobachtung unmöglich war. Das von Herrn Martin Schmidt vorgelegte Exemplar von *Beneckeia Buchi* zeigt die konvexe Vorbiegung der Anwachsstreifen mit voller Deutlichkeit. Noch klarer konnte Vortragender dasselbe Merkmal an einem Exemplar aus dem Wellenkalk von Zwätzen bei Jena erkennen, das ihm dank der Liebenswürdigkeit des Herrn Geh. Rat von Koenen zugänglich gemacht wurde. Das Stück läßt nach erfolgter Freilegung vollkommen klar abwechselnd feine Streifen und stärkere Einsenkungen erkennen, die parallel nach außen vorgewölbt sind. Eine Rückenansicht zeigt, daß die Externseite einer tieferen winkeligen Einknickung der Anwachsstreifen entspricht. Während die meisten Ceratitiden eine Vorbiegung der Anwachsstreifen, d. h. ein Vorwölbung des externen Teiles der Mündung deutlich erkennen lassen, reduziert sich bei einzelnen — z. B. bei *Ceratites flexuosus* E. Phil. — diese Vorbiegung auf ein Minimum. Es erscheint somit denkbar, daß von ähnlichen Formen aus eine Überleitung zu der auch sonst abweichenden — scharfkieligen und hochmündigen — *Beneckeia* gefunden werden könnte.

Vortr. wies zum Schluß auf die große Bedeutung und das

Interesse hin, welches die eingehenden und sorgfältigen Untersuchungen des Herrn Dr. M. SCHMIDT auch für die Vergleichung des Württemberger und Oberschlesischen Muschelkalkes beanspruchen.

Zum Schluß gibt Herr **KOKEN** eine Erklärung für die zum gleichen Nachmittag geplante Exkursion nach Pfrondorf und Bebenhausen.

Kurz vor 12 Uhr wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

KOKEN. H. CREDNER. STILLE. v. HUENE. WÜST.

Protokoll der Sitzung vom 15. August 1905.

Vorsitzender: Herr KOKEN.

Zum Ort der 51. Allgemeinen Versammlung im Jahre 1906 wird Koblenz, zu Geschäftsführern werden die Herren FOLLMANN und SEELIGMANN gewählt. Für 1907 liegt eine Einladung von Herrn SCHMIDT-Basel vor.

Herr **E. DATHE** sprach: **Über einen mit Porphyrtuff erfüllten Eruptionsschlot von rotliegendem Alter im Oberkarbon südlich von Waldenburg in Niederschlesien.**

Im niederschlesisch - böhmischen Rotliegenden südlich des Riesengebirges kennt man zwei Hauptverbreitungsgebiete von Eruptivgesteinen, nämlich von Quarzporphyren, Melaphyren und Porphyriten sowie den dazu gehörigen Melaphyr- und Porphyrtuffen, die deckenartig den Sedimenten eingeschaltet erscheinen. Auf der Grenze zwischen Unteren und Oberen Cuseler Schichten konnten namentlich im südöstlichen Teile des Beckens in der Gegend von Neurode in solcher Lagerungsform Porphyrtuffe und Melaphyre nachgewiesen werden. Eine viel großartigere Verbreitung erlangen jedoch die genannten Eruptivgesteine in den Lebacher Schichten des Gebietes, in denen sie in einem ununterbrochenen Zuge von 75 km Länge die unteren Lebacher Schichten als selbständige und mächtige Eruptivstufe zusammensetzen. Diese beginnt auf dem Ostflügel der Rotliegendmulde nordwestlich von Glatz bei Dürkunzendorf und erstreckt sich zuerst in nordwestlicher Richtung bis in die Gegend von Landeshut. Hier beteiligt sie sich an der kurzen Wendung der Mulde in die Ostwestrichtung, um alsdann, westlich von Landeshut über Liebau in nordsüdlicher Richtung fortstreichend, im westlichen

Muldenflügel südlich von Bertelsdorf bei Schömberg zu endigen.

Am Ostflügel der Lebacher Eruptivstufe tritt bei Donnerau ein dritter Eruptivzug in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft auf. Trotz der räumlichen Nähe unterscheidet sich dieser von jenem dadurch, daß seine Gesteine nicht als Decken und Lager rotliegenden Sedimenten eingeschaltet sind, sondern daß sie in übergreifender Lagerung sowohl Cuseler Schichten als auch die Saarbrücker und Weißsteiner Schichten des Oberkarbons zum Teil bedecken. In südnördlicher Richtung setzt der Eruptivzug bei 2—3 km Breite und 8 km Länge bis in die Nähe der Stadt Waldenburg fort, wo er in den drei Butterbergen sein Ende erreicht. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich namentlich Porphyrtuffe (klein-, grob- und großstückige, sowie feinkörnige und Pisolithtuffe), mit dazwischen geschalteten Decken von Porphyren und Melaphyren. Eine Anzahl und z. T. mächtige Porphyrgänge und einige Melaphyrgänge setzen in den Tuffschichten oder in ihrer Nähe im Oberkarbon auf. — Für die deckenförmigen Ergüsse der Porphyre, Melaphyre und der Decken ihrer Tuffe konnten in den genannten Eruptivgebieten eine Anzahl von Eruptionspunkten nachgewiesen werden. Wenn man zunächst von etlichen Porphyr- und Melaphyrgängen, die man vielleicht als Eruptionsspalten für einzelne höher liegende eruptive Lager und Decken in Anspruch nehmen kann, absieht, so habe ich doch noch eine beträchtliche Anzahl anderer Eruptionspunkte kennen gelernt und z. T. bereits bekannt gemacht. Sie bestehen nach ihrem Gesteinsmaterial entweder aus Porphyr oder Melaphyr. Nach ihrer teils kreisförmigen, teils elliptischen Umgrenzung und ihrer geringen Größe kann man sie nicht als stockförmige Ausbrüche in den betreffenden Sedimenten oder den Eruptivdecken betrachten, sondern muß sie als mit festem und einheitlichem Gesteinsmaterial erfüllte Eruptionsschlote auffassen. Ihre Durchmesser oder auch ihre Achsen betragen oft nur 30—50 m, oder 50—100 m, seltener 100—300 m.

Als Ausfüllung eines solchen Eruptionsschlotes wurde der in kreisförmiger Umgrenzung mit einem Durchmesser von 250 m im Porphyrtuff der Butterberge auftretende Quarzporphyr von mir beschrieben[1]). Zwei andere Quarzporphyre, der eine von der Hainkoppe bei den Vierhöfen mit Achsen von 300 und 120 m und der andere in Lomnitz mit Achsen von 200 und 160 m erweisen sich als Eruptionsschlote, die die dortigen Melaphyrdecken der Lebacher Schichten durchbrechen, wie in

[1]) Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1892. S. 147.

den Erläuterungen zu Blatt Rudolfswaldau neuerdings von mir[1]) geschildert wurde. Zu den drei Vorkommen treten noch fünf andere mit Porphyr erfüllte Eruptionsschlote, die inzwischen bei der Kartierung in dem Donnerau - Waldenburger Eruptivgebiete nachgewiesen wurden, nämlich je einer am Scholzenberge bei Steingrund, an der Haltestelle Steingrund, bei Neuhaus, östlich des Langerberges bei Charlottenbrunn und bei Lehmwasser westlich von Charlottenbrunn.

Diese Porphyrpartien sind durch ihre geringen Dimensionen, ihre Form und ihr Verhalten zu den umgebenden Gesteinen besonders bemerkenswert. Auch verschiedene Melaphyrvorkommen, so die am Langen Berge bei Dittersbach, am Ochsenkopf bei Neuhaus, östlich der Eisenbahn bei Lehmwasser, bei Donnerau und bei Görbersdorf muß man ihrem Auftreten und ihrer Gestalt nach als die letzte Ausfüllung von Eruptionsschloten auffassen.

Während nach dem Vorstehenden eine Reihe so beschaffener Eruptionsschlote in den beiden letzteren Eruptionsgebieten zu unserer Kenntnis gekommen waren, fehlten doch bis zum Herbst 1904 in diesen interessanten Gebieten, die so viele Beziehungen zu manchen Eruptivgebieten der Tertiär- und Diluvialzeit darbieten, jene mit Tuffmaterial erfüllten Eruptionsröhren, wie sie beispielsweise in der Rauhen Alp in Schwaben in so großer Zahl bekannt geworden sind. Aber auch dieser Unterschied zwischen diesem Vulkangebiete der Rotliegend-Zeit und den der jüngeren Epochen der Erdgeschichte ist gefallen, seit mir im Herbst des vorigen Jahres die Entdeckung eines Tuffschlotes in dem Waldenburg-Donnerauer Eruptivdistrikte geglückt ist. Er liegt südlich vom Waldenburg in Niederschlesien bei der Kolonie Nesselgrund.

Geht man vom Bahnhof Dittersbach der Linie Breslau—Görlitz südlich nach dem weit sichtbaren Schloßberg von Neuhaus, so trifft man in zahlreichen Aufschlüssen die schwach geneigten und beinahe horizontal gelagerten kaolin- und feldspatführenden Sandsteine und Konglomerate der mittleren Saarbrücker Schichten an. Aus ihnen ragt inselartig der nur aus Konglomeraten und Grauwackensandsteinen des Kulms bestehende Neuhäuser Schloßberg hervor, der den unwiderleglichen Beweis für die Diskordanz zwischen Oberkarbon und Kulm in der Waldenburger Bucht des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens zugleich darbietet. Von Neuhaus auf dem Waldwege nach Nesselgrund fortschreitend, gelangt man in die gleichfalls schwachgeneigten und größtenteils arkosenartigen klein- bis grobkörnigen Sandsteine der oberen Saarbrücker Schichten.

Bevor man die Einsattelung zwischen dem Schwarzen Berge und dem Kaudersberge einerseits und dem Dürrenberge

[1]) a. a. O. S. 93 u. 94.

anderseits, in der die Kolonie Nesselgrund sich ausbreitet, erreicht, überschreitet man in dem dortigen Hohlwege den an seiner Südostseite auf 55 m Länge angeschnittenen Tuffschlot. Der grobstückige Porphyrtuff steht hier in einigen festen Felsen deutlich an, sodaß man sich über seine Beschaffenheit und Zusammensetzung genügend unterrichten kann. Es ist ein aus verschieden großen, meist eckigen Porphyrfragmenten, — die dem Felsitporphyr und dem quarzarmen Quarzporphyr angehören, — bestehendes Gestein, in dem außerdem ganz unregelmäßig Quarzkörner, Sandsteinfragmente, Gerölle von Quarz und Lydit und Schieferfragmente verteilt sind. Mit Quarzkörnern gemischte Porphyrasche und -sande verkitten die größeren Porphyrfragmente; diese sind haselnuß-, wallnuß- bis eigroß. Aber auch bis über kopfgroße und fladenartig gestaltete Porphyrstücke sind darin enthalten.

In nordnordöstlicher Richtung, von dem Wege also links, ist der Porphyrtuff auf eine Länge von 110 m, noch eine Anzahl kleiner Felsen bildend, im Gehölz zu verfolgen. Die größte Breite des elliptisch gestalteten Querschnitts vom Tuffschlote in NW — SO-Richtung beträgt 70 m. Er ist rings umgeben von horizontal gelagerten Arkosesandsteinen mit zurücktretenden kleinstückigen Konglomeratbänken der oberen Saarbrücker Schichten. Neuangelegte Waldwege an der Ost- und Südseite, die von der Schlotgrenze nur 40—100 m entfernt sind, und vorhandene ältere Wege unmittelbar an der Südwestseite bieten über diese Lagerung genügende Aufschlüsse dar. Es ist hierzu noch zu bemerken, daß der leicht verwitterbare graurötliche Sandstein am Rande des Schlotes in einigen kleinen Felsen von besonderer Festigkeit ist, weil er eine starke Verkieselung zeigt.

Die Durchbruchsröhre des Tuffes ist an keine Verwerfung gebunden; in ihrer näheren und weiteren Umgebung ist, wie bereits bemerkt, die Lagerung des Oberkarbon horizontal und ungestört. Daß man diese Tuffpartie auch nicht als einen Rest einer Decke anzusehen hat, geht aus dem weiteren Umstande hervor, daß der Porphyrtuff im erwähnten Hohlwege 40 m tiefer liegt als die südlich am Wegkreuz aufgeschlossenen oberkarbonischen Sandsteine und daß der nordöstliche Tuffrand 60 m höher sich befindet, als der im Hohlwege entblößte Tuff.

Der Eruptionsschlot bei Nesselgrund bietet aber insofern noch ein besonderes Interesse dar, als er nicht als Tuffschlot schlechthin bezeichnet werden kann; denn wie mancher jüngere Eruptionsschlot enthält er ziemlich in der Mitte seines Querschnitts noch einen Porphyrstiel. Dieser durchbricht die Tuffmasse in rein nordsüdlicher Richtung auf eine Länge von 50 m, und seine größte Breite in der Mitte beträgt 33 m. Vom Nord-

ostende des Tuffschlotes ist das Nordende des Porphyrstieles nur 20 m entfernt, während der Tuffmantel an der Ostseite nur 15 m breit ist. Dagegen trifft man die stumpfendigende Südspitze des Porphyrstiels in Nordostrichtung 40 m vom Hohlwege, wenn man vom Wegkreuz 80 m in der Richtung auf Neuhaus abwärts schreitet. Das Gestein des Stiels enthält in einer lichtgelblichen bis violetten felsitischen Grundmasse kleine, bis 1 mm große bräunliche Feldspate vereinzelt und sehr selten hirsekorngroße Quarze eingesprengt; es ist demnach als quarzarmer Porphyr zu bezeichnen, der zu den eigentlichen Felsitporphyren hinüberführt.

Die Zugehörigkeit des Tuffschlotes von Nesselgrund zu dem Waldenburg-Donnerauer Eruptionsgebiet, trotzdem er karbonische Schichten durchbrochen hat, wird ersichtlich durch seine Lage am Südfuße des Kaudersberges. Nur in einer Entfernung von 40 m vom Nordostrande des Schlotes, getrennt durch Oberkarbon, beginnt die 20 m höher lagernde und über 100 m starke Decke der Porphyrtuffe, die den Kaudersberg, den kleinen und großen Ochsenkopf und den Langenberg zusammensetzen. Ebenso nahe liegt der die Porphyrtuffe unterteufende Porphyr an der Westseite der drei ersteren Berge. Gleichfalls in seiner unmittelbaren Nähe, kaum 50 m entfernt, setzt die östliche Apophyse des mächtigen Porphyrganges auf, der über den Schwarzen Berg nach SO fortsetzt. Und fast ebenso nahe, nämlich 100 m, tritt an den Schlot die westliche Apophyse des stockförmigen Porphyrganges des Dürreberges heran. Alle diese Porphyrgänge strahlen von diesem Eruptionszentrum aus.

Das Alter des Tuffschlotes von Nesselgrund, wie des ganzen Eruptionsgebietes von Waldenburg-Donnerau ist, da ersterer die oberkarbonischen oberen Saarbrücker Schichten durchstoßen hat, lezteres aber ungleichförmig in seinen Ablagerungen die unteren Cuseler Schichten und das Oberkarbon bedeckt, in die Rotliegend-Zeit und zwar in die der Obercuseler Schichten zu stellen.

Bei der Kartierung im Westflügel des niederschlesisch-böhmischen Rotliegenden auf Blatt Schömberg glückte es mir in diesem Herbste, in den oberen Cuseler Schichten einen zweiten Tuffschlot nachzuweisen. Er liegt in der Nähe vom südlichsten Ende des zu den Lebacher Schichten gestellten Eruptivzuges bei Kol. Neuhäuser, nämlich dort, wo eine 20—30 m starke Decke ein Porphyrtuff die obersten, aus rotbraunen Schiefertonen bestehenden Cuseler Schichten überlagert. Nicht in diesen Schiefertonschichten, sondern in der sie hier gleichförmig unterlagernden Stufe von groben Konglomeraten hat der Tuffschlot seinen Sitz. Man trifft auf einer kleinen Kuppe nahe der Landes-

grenze und 120 m südlich des Tälchens, in dem die wenigen Häuser der Kolonie liegen, ringsum von rotliegendem Konglomerat umgeben, den grobstückigen Porphyrtuff. Seine Umgrenzung gibt einen fast kreisrunden Querschnitt, dessen Durchmesser ungefähr 50 m beträgt. Nach den Lagerungsverhältnissen der Eruptivstufe, die hier noch aus Melaphyr und Porphyr besteht, und der Oberen Cuseler Schichten, erscheint die Annahme eines von Porphyrtuff erfüllten Eruptionsschlotes für diese kleine Tuffpartie nur allein möglich; eine Annahme, die durch Aufschürfungen an dieser Stelle im nächsten Jahre noch mehr erhärtet werden soll. —

Herr SAUER hält die aus dem Schwarzwalde durch ihn selbst schon vor längerer Zeit (Blatt Gengenbach der badischen Karte nebst Erläuterungen 1894) und jetzt wieder durch K. REGELMANNS Untersuchungen bekannt gewordenen Stielporphyre für durchaus analoge Erscheinungen. Auch die Tuffmassen, welche unsere Stielporphyre begleiten, haben z. T. eine große Ähnlichkeit mit denen, die Herr Kollege DATHE vorgelegt hat. (Näheres beim Exkursionsbericht.)

Herr **V. HÄCKER** sprach über **Tiefsee-Radiolarien.**[1])

Vortragender, welcher seit längerer Zeit mit der Bearbeitung der Radiolarien-Ausbeute der deutschen Tiefsee-Expedition beschäftigt ist, möchte einige ökologische und tiergeographische Ergebnisse vorführen, von denen er glaubt, daß sie auch für den Paläontologen von Interesse sind. Es handelt sich dabei in erster Linie um die in der Mehrzahl tiefenbewohnenden Tripyleen, verhältnismäßig große, bis zu 10 mm im Durchmesser erreichende Formen, welche ihren Namen daher haben, daß die den Kern umschließende häutige Centralkapsel in der Regel mit drei Öffnungen versehen ist.

Was die horizontale Verbreitung dieser Formen anbelangt, so tritt besonders scharf der Gegensatz zwischen Kalt- und Warmwasserformen hervor. Im allgemeinen sind, wie auch bei anderen Organismen, die Warmwasserformen auf die Meeresteile zwischen dem 40. Grad nördlicher und 40. Grad südlicher Breite, die Kaltwasserformen auf die Gebiete jenseits dieser Breiten beschränkt (I, S. 131). Ein besonderes Interesse

[1]) Vergl. V. HÄCKER, I., Bericht über die Tripyleen-Ausbeute der deutschen Tiefsee-Expedition, Verh. Deutsch. Zool. Ges., 1904; II., Über die biologische Bedeutung der feinerens Strukturen des Radiolarienskelettes. Nebst einem Anhang: Die Phäophärien der „Valdivia“- und „Gauß“-Ausbeute. Jenaische Zeitschr. f. Naturw., **39**. 1904; III., Finales und Causales über das Tripyleenskelett. Dritte Mitteilung über die Tripyleen der „Valdivia“-Ausbeute. Zeitschr. f. wiss. Zool., **83**. 1905.

beanspruchen die bipolaren Formen, welche in den beiden Eismeeren vorkommen und zum Teil in den dazwischen gelegenen warmen Meeresgebieten durch nahe verwandte Formen vertreten sind (so die bipolare, die Oberflächenschichten bevorzugende *Challengeria harstoni* durch die tropisch-atlantische und tropisch-indische, tiefenbewohnende *Ch. sloggetti)*, ferner die triozeanischen Warmwasserformen, welche ihre Hauptverbreitung in den eigentlich äquatorialen Gebieten der drei Ozeane besitzen, und endlich die unipolar-submergenten Formen, deren Hauptverbreitungszentrum in einem der Eismeere liegt, und welche von hier aus, offenbar den unterseeischen Polarströmungen folgend, in die Tiefenregionen der benachbarten wärmeren Gebiete ausstrahlen.

Bezüglich der Vertikalverbreitung lassen sich auch bei den Radiolarien mehrere übereinandergelegene Schichten unterscheiden, welche sich im wesentlichen mit den von Lo Bianco aufgestellten Regionen decken (I, S. 138; III, S. 341): Die Schicht der Lichtfauna oder des Phaoplanktons, welche bis etwa 50 m reicht und vor allem koloniebildende Formen beherbergt; die Schicht der Dämmerungsfauna oder des Knephoplanktons, deren untere Grenze in wärmeren Gebieten auf der Höhe von 400 m., in der Antarktis wesentlich höher liegt, und welche besonders durch gewisse Challengeriden charakterisiert ist; endlich die Schicht der Dunkelfauna oder des Skotoplanktons, welche von 400 bis 1000 m Tiefe reicht und das Gros der Tripyleen enthält. Man kann für die Tripyleen noch eine vierte Schicht hinzufügen, die Schicht der Nachtfauna oder des Nyktoplanktons, welche die Tiefen von 1000 bis 4000 oder 5000 m umfaßt und durch einige hochspezialisierte Tiefenformen (*Challengeria naresii*, *Conchopsis*-Arten u. a.) charakterisiert ist.

Einzelne Formen wechseln anscheinend zwischen den verschiedenen Schichten, insbesondere weist eine Reihe von Befunden darauf hin, daß speziell die Challengeriden während der Fortpflanzung in tiefere Regionen herabsinken.

Sowohl für die vertikalen, als für die horizontalen Bezirke lassen sich „Leitformen“ aufstellen, d. h. leicht kenntliche, weitverbreitete, auf bestimmte Regionen beschränkte Formen. Die Charakterisierung einer Art als Leitform wird dann eine größere Bedeutung gewinnen, wenn wir einen Zusammenhang zwischen der Organisation und der Beschaffenheit des Mediums, sei es kausaler, sei es finaler Art, feststellen können.

Bisher ist es nicht möglich gewesen, etwa auf experimentellem Wege festzustellen, daß die Beschaffenheit des Skelettes

(z. B. die geometrische Grundform, die Masse der abgeschiedenen Hartsubstanz) durch das äußere Medium direkt, kausal beeinflußt wird. Dagegen lassen sich zahlreiche finale, teleologische Beziehungen zwischen Skelettstruktur und äußerem Medium nachweisen.

Diejenigen äußeren Faktoren, für welche sich ein formbestimmender Einfluß am deutlichsten nachweisen läßt, sind die Dichtigkeit und die innere Reibung (das spezifische Gewicht und die spezifische Zähigkeit) des Wassers (II, S. 593; III, S. 338). Im dünnen, wenig zähen Warmwasser und Oberflächenwasser ist es für den schwebenden Organismus zweckmäßig: 1. sein Volumen einzuschränken, 2. seinen Querschnitt zu vergrößern, 3. durch Bildung von Fortsätzen den äußeren Reibungswiderstand zu erhöhen (II, S. 593). Dagegen können die Organismen im dichten, zähen Kaltwasser und in der Tiefe ihr Volumen (z. B. im Interesse der Nahrungsaufnahme) bedeutend vergrößern, sie sind auch nicht an die Kugelform gebunden und brauchen keine besonderen Schwebeapparate auszubilden.

Diesen Regeln entsprechen im wesentlichen die Skelette und feineren Skelettstrukturen der Aulosphäriden und Sagosphäriden (II, S. 594; III, S. 342), Aulacanthiden (III, S. 339, 347) und Challengeriden (I, S. 134). Insbesondere lassen bei den erstgenannten drei Familien die Terminalbildungen der Radialstacheln, welche nicht, wie Häckel vermutete, Fangapparate darstellen, sondern eine rein mechanische Funktion als Stützapparate für die Oberflächenhaut des Sarkodekörpers besitzen, zahlreiche Modifikationen erkennen, welche in deutlicher Beziehung zur Umgebung stehen. Im Zusammenhang mit der stützenden Funktion der Radialstacheln stehen natürlich auch die Versteifungseinrichtungen, welche die Radialstacheln mancher Aulacanthiden (*Aulokleptes*, *Aulodendron*) in Gestalt von aufgenommenen Fremdkörpern (Diatomeenschalen, Stacheln anderer Aulacanthiden) aufweisen.

Eine hervorragend formgestaltende Bedeutung besitzt auch der einseitige Wasserdruck, welchen die Tripyleen bei ihren vertikalen Wanderungen auszuhalten haben. Durch denselben werden bedingt die Linsen- und Ballonform der Gehäuse, gewisse einseitige Versteifungseinrichtungen am oberen und unteren Schalenpole usw. (III, S. 350).

So glaubt der Vortragende gezeigt zu haben, daß die „Kunstformen“ der Radiolarienskelette in ihrer wunderbaren Mannigfaltigkeit nicht einen lusus naturae, nicht den Ausdruck einer schrankenlosen, spielenden Gestaltungskraft der Natur darstellen, sondern daß es sich um Zweckmäßigkeiten handelt, und

daß auch hier die Form durch die Funktion und also indirekt durch das Medium bestimmt wird,

Herr E. SOMMERFELDT sprach über **Das petrographische Mikroskop als Konoskop.**

Der Vortragende demonstriert ein Mikroskop, welches auf möglichst einfachem Wege Beobachtungen und Ausmessungen der Interferenzbilder im konvergenten polarisierten Licht durchzuführen bestimmt ist. Dasselbe dürfte besonders zur Feldspatbestimmung im Dünnschliff, aber auch für beliebige andere petrographische Arbeiten geeignet sein. Das Instrument bietet einen Ersatz für die MALLARD-BECKEsche Methode,[1]) welche für Feldspatbestimmungen und Axenwinkelmessungen an Schnitten, die schief zur spitzen Mittellinie eines zweiaxigen Minerals getroffen sind, bekanntlich Wichtigkeit besitzt.

Statt des BECKEschen Zeichenapparats wird bei dem neuen Instrument ein Mikrometer, welcher die zwei Koordinaten (Zentrodistanz und Polwinkel) eines beliebigen im Gesichtsfelde befindlichen Punktes zu bestimmen gestattet, benutzt. Dasselbe ist unterhalb des Objekttisches so angebracht, daß es bei herausgenommenem Okular gleichzeitig mit dem Interferenzbild (also bei der LASAULXschen Beobachtungsmethode) scharf sichtbar wird. Durch eine besondere Fassung des Kondensors (auf dessen unterster Linse in dem von FUESS konstruierten vorliegenden Modell sich die Mikrometerskala befindet) kann derselbe um die Instrumentaxe in genau meßbarem Betrage gedreht werden, wodurch sich der Polwinkel ergibt, während die Centrodistanz an der Mikrometerskala direkt abgelesen werden kann. Diese Anordnung leistet für die meistens besonders in Frage kommenden sehr kleinen Mineralblättchen wesentlich mehr, als die schon früher (z. B. v. SCHWARZMANN) benutzte Anbringung eines Mikrometers im Okular. Zur Erreichung der höchsten Lichstärke der Interferenzbilder, welche sich an sehr kleinen nadelförmigen Präparaten noch erzielen läßt, hat der Vortragende eine spaltförmige Blende, deren Breite und Länge bequem verstellbar ist, konstruiert, durch Anwendung derselben wird die auch an sich bequemere gleichzeitige Drehung der Nikols an Stelle einer Drehung des Präparates bedingt.

Für diesen Zweck verwendet der Vortragende eine schon früher beschriebene Anordnung,[2]) welche sich sowohl als Objektdrehtisch, wie auch zur gleichzeitigen Drehung beider Nikols verwenden läßt. Die BECKEsche Methode ist für gleichzeitig sich drehende Nikols bisher nicht ausgearbeitet worden.

---

[1]) vgl. z. B. WÜLFING-ROSENBUSCH, Physiographie S. 328.

[2]) vgl. Zeitschr. f. wiss. Mikrosk. **23.** S. 181; 1904.

Herr v. **HUENE** sprach über die **Trias-Dinosaurier Europas.**

Seit ca. 4 Jahren beschäftige ich mich mit den triassischen Dinosauriern Europas. Da die Veröffentlichung sich länger, als ich dachte, hinauszieht, schien es mir am Platz, hier über einige der Resultate zu berichten:

Dinosaurier müssen namentlich in der jüngeren Triaszeit sehr verbreitet, häufig und formenreich gewesen sein (Europa, Süd-Afrika, Indien, Australien, Ost- und West-Nordamerika). Wo man sie findet, sind meist mehrere Individuen beisammen. Ich konnte im ganzen Skeletteile und Zähne von über 60 Exemplaren untersuchen. So sehr ich auch von dem Gedanken ausging, Gattungen und Arten möglichst wenig zu zersplittern, so bin ich doch auf 24 Arten gekommen, wovon drei allerdings nur isolierte Zähne sind. Die 24, resp. 21 Arten verteilen sich auf 8 Genera. Der Umstand, daß unter den verhältnismäßig wenigen Individuen so viele Gattungen und Arten vertreten sind, zeigt, daß die Formenfülle eine außerordentlich große gewesen sein muß und wir bei zukünftigen Funden noch viel neues zu erwarten haben.

Alle gehören der Gruppe der Theropoden an und sind also nach gemeinsamem Grundplan gebaut. Ich will nur weniges hervorheben.

Der Schädel konnte leider zur Systematik nicht benutzt werden, da bei zu wenigen Funden Teile desselben ans Licht kamen. *Plateosaurus Erlenbergiensis* und *Thecodontosaurus antiquus* haben die besten Schädelstücke geliefert.

Der Unterkiefer stimmt mit dem kürzlich von LAMBE beschriebenen von *Dryptosaurus* weitgehend überein. Ein kleines Coronoideum ist vorhanden; die Fossa alveolaris ist sehr breit, ein Durchbruch fehlt.

Das Pterygoid ist von einer ovalen Fenestra durchbrochen und nach hinten flügelförmig ausgedehnt. Am suborbitalem Gaumendurchbruch liegt das kleine Transversum. Die Palatina sind groß und breit. In der Mitte befindet sich eine nach oben vertiefte Rinne, gebildet vom paarigen Prävomer. Die vordere Hälfte des Gaumens ist nicht vorhanden.

Das Hinterhaupt hat viel Ähnlichkeit mit Krokodilen. Das Quadratum ist breit und nach oben flach. Seine Stellung war wohl ähnlich wie OSBORNE sie bei *Creosaurus*, nicht wie MARSH sie von *Anchisaurus* abbildet.

Über dem Foramen magnum befindet sich ein steiles Dach, durch Parietalia und Supraoccipitale gebildet (gut erhalten bei *Thecodontosaurus*, auch bei *Megalosaurus* aus dem Dogger von Stonesfield).

Auf der Seite vor und nach dem Exoccipitalfortsatz wölbt sich frei ein schmales Squamosum, bei *Thecodontosaurus antiquus* und *Plateosaurus Erlenbergiensis* (auch *Megalosaurus*, ebenso *Creosaurus*).

Unter seiner Abzweigungsstelle liegt die äußere Ohröffnung. Vorn an die Parietalia stoßen die Frontalia an, groß, breit, flach (*Plateosaurus Engelhardti*), hierin liegt das Foramen pineale; dies ist so bei allen Dinosauriern z. B. *Anchisaurus*, *Triceratops*, *Stegosaurus*, *Diplodocus* (ferner bei *Hatteria* und den Ichthyosauriern). Das Jugale reicht bis vor die Orbita. Die Maxilla ist also weit nach vorn geschoben.

An Schädeldurchbrüchen sind vorhanden die Schläfenlöcher, die Orbita und stets ein großer Präorbitaldurchbruch (z. B. *Teratosaurus*, ebenso *Anchisaurus*, *Megalosaurus*, aber auch bei *Thecodontosaurus*, *Creosaurus*).

Bei dem europäischen Material sind Postfrontale, Postorbitale, Lacrymale, Nasale und Prämaxilla nicht erhalten. Aber nach den Frontalia und den Maxillen zu schließen, müssen die Nasalia sehr groß gewesen sein, ähnlich wie Marsh sie von *Anchisaurus* abbildet.

Es würde zu weit in anatomische Details führen, wollte ich jetzt auch noch die bei *Plateosaurus Erlenbergiensis* und *Thecodontosaurus antiquus* in tadelloser Vollständigkeit erhaltenen Nerven und Gefäßlöcher des Gehirnraums, diesen selbst und das innere Ohr beschreiben.

Im Skelet will ich nur auf die zur Unterscheidung der Formen besonders wichtigen Punkte aufmerksam machen.

Unter den Wirbeln sind die Sacralwirbel am wichtigsten. Es sind 3, nicht 2, wie Marsh angibt. Auch *Megolosaurus* im Dogger hat noch 3 Sacralwirbel. Die Verfestigung mit den Ilea wird durch kräftige Sacralrippen bewerkstelligt, die sich distal pilzförmig ausbreiten. Die 2 vorderen Sacralwirbel sind länger als die Rückenwirbel, bei *Gresslyosaurus* ist der erste der längste, bei den anderen Gattungen der zweite; der dritte ist stets kurz. Bei *Plateosaurus*, *Pachysaurus*, *Thecodontosaurus* ist der dritte unten zugeschärft, bei *Gresslyosaurus* und *Sellosaurus* rund.

Im Brustgürtel ist besonders die Scapula wichtig. Die Gattung *Plateosaurus* hat am Vorderende einen Flügelfortsatz nach oben. Dieser fehlt bei *Pachysaurus*, *Gresslyosaurus* und *Thecodontosaurus* (ist aber bei einigen südafrikanischdn Formen vorhanden).

Scapula und Coracoid sind stets deutlich getrennt, nie koossifiziert. Die Scapula greift mit einer großen Zacke in das Coracoid ein. Ein Procoracoid ist nicht vorhanden.

Bei den Gattungen *Pachysaurus* und *Plateosaurus* habe ich ein Foramen supracoracoideum nachweisen können, bei anderen Gattungen ist dieses nicht sichtbar, obwohl MARSH und FÜRBRINGER es von *Thecodontosaurus* abbilden. An der äußeren medialen Unterecke des Coracoids liegt ein bei einigen Arten kräftiger Ansatz für den Musc. coracobrachialis.

Die Clavicula fehlt wie bei den meisten Dinosauriern.

Auch die Extremitäten bieten bemerkenswerte Verhältnisse. Die Vorderextremität ist kräftig, aber kurz, Hand und Unterarm sind im allgemeinen mehr zum Erfassen und Festhalten der Beute als zur Lokomotion eingerichtet. Beim Niederlassen etwa in kauernder Stellung wird die Vorderextremität wohl auch als Stützpunkt benutzt worden sein.

Der Humerus hat $^2/_3$ Femur-Länge, der Unterarm $^1/_2$—$^4/_5$ Humerus-Länge.

Die Hand hat fünf Finger. Bei dieser reptilischen Greifhand ist zwar keine eigentliche Opponierung des Daumens möglich, aber Metacarpale I und die Phalange sind in der Weise medialwärts gedreht, daß die riesige Endklaue gegen die anderen Finger bewegt wird, und die anderen Metacarpalia bilden einen Halbkreis in ihrer Anordnung, sodaß IV halb hinter III und V ganz hinter IV liegt! I und II sind sehr stark, IV sehr schwach, V kurz und dick, ohne Klaue. Der Daumen ist mit großer Klaue versehen, beim II und III wird sie immer kleiner. Bei jeder Gattung hat die Hand charakteristische Ausbildung.

Auch an der Hinterextremität hat jeder Knochen seine für Art und Gattung bezeichnende Form. Das Femur ist im ganzen krokodilähnlich, aber mit größerem Trochanter IV, der teils verschiedene Form, namentlich aber verschiedene Lage hat, bei *Gresslyosaurus* unterhalb der halben Länge des Femur, bei *Plateosaurus* in der halben Länge, bei *Teratosaurus*, *Sellosaurus*, *Thecodontosaurus* oberhalb der halben Länge.

Auch vom Unterschenkel wäre manches zu erwähnen, was ich aber übergehen muß. Der Unterschenkel ist stets kürzer als das Femur.

Der Fuß ist gut ausgebildet. Er hat fünf Zehen, die drei mittleren sind am längsten und stärksten; am meisten III; II und IV entsprechen sich wieder. I und V sind kurz, I mit starker Klaue, V wohl ohne. Diese stehen steiler, III am wenigsten. Die Klauen sind schief lateral gestellt und asymmetrisch gebaut. Dieser stark bewehrte Fuß diente wohl als Angriffswaffe beim Springen wie den Hähnen der Sporn. Der Bau des Fußes ist bei allen Trias-Theropoden wesentlich der gleiche (in Europa, Süd-Afrika, Nordamerika), nur bald schlanker, bald plumper.

In den beiden verkürzten Zehen zeigt sich die Tendenz der Reduktion der Zehen. Sie müssen von gleichmäßig fünfzehigen Formen ausgegangen sein. Später (z. B. *Allosaurus* in den Comobeds) fällt V fort und I ist rudimentär. Bei cretacischen Theropoden (z. B. *Ornithomimus*) fällt auch I fort. Es ist der gleiche Vorgang wie in der Pferdereihe.

Die Verbreitung der Arten ist folgende:

Rhaet:

Gresslyosaurus cf. *ingens* Rütim. Skeletteile, Wedmore Hill (*Avalonia* u. *Picrodon* Seeley).

Plateosaurus cf. *Poligniensis* Pid. u. Chop. Skeletteile, Göttingen.

„*Plateosaurus*" *cloacinus* Quenst. sp. Zähne im schwäbischen Bonebed (incl. „*Zanclodon cambrensis*" E. T. Newton, Unterkiefer.)

„*Plateosaurus*" *ornatus* n. sp. 1 Zahn, Bebenhausen.

Knollenmergel:

Plateosaurus Reinigeri n. sp. Skelet, Stuttgart.

„ *Quenstedti* n. sp. Skelet, Pfrondorf b. Tübingen.

„ *Erlenbergiensis* n. sp. Skelet mit Schädel, Erlenberg b. Stuttgart.

„ *Engelhardti* H. v. Meyer. Heroldsberg bei Nürnberg.

„ *Poligniensis* Pid. u. Chop. Mehrere Skelette, Poligny.

Gresslyosaurus ingens Rütim. Schönthal b. Basel.

„ *Plieningeri* n. sp. Skelet, Stuttgart.

„ *robustus* n. sp. Skelet, Bebenhausen b. Tübingen.

Pachysaurus magnus n. gen., n. sp. Pfrondorf b. Tübingen.

„ *ajax* n. sp. Skelet, Wüstenrot b. Löwenstein.

Stubensandstein:

Teratosaurus suevicus H. v. Meyer. Oberkiefer, Stuttgart.

id (?) Skelet, Aixheim.

Sellosaurus gracilis n. gen., n. sp. Skelet, Stuttgart.

„*Thecodontosaurus*" *Hermannianus* n. sp. Oberkiefer, Stuttgart.

Schilfsandstein:

„*Zanclodon*" *subcylindrodon* n. sp. 1 Zahn, Feuerbacher Haide.

Lettenkohle:

Zanclodon laevis Th. Plieninger. Zähne, Gaildorf.

„*Zanclodon*" *crenatus* Th. Plien. Zähne.

Unterer „Keuper“ Englands:

Thecodontosaurus antiquus Morris. Bristol.
„ *cylindrodon* R. Owen n. sp. Bristol.

Ob. Muschelkalk:

Thecodontosaurus latespinatus n. sp. Rücken und Schwanzwirbel. Bayreuth, Crailsheim, Lüneville, Thüringen.
Tanystrophaeus conspicuus H. v. Meyer. Wirbel mit Foramen im Zentrum unten. Bayreuth etc. (? inkl. *Zanclodon Schützii* E. Fraas, Zahn).

Unt. Muschelkalk:

Thecodontosaurus primus n. sp. Rückenwirbel, Oberschlesien.
Tanystrophaeus antiquus n. sp. Oberschlesien.

Hiermit habe ich in Kürze die bisher noch so wenig bekannte Dinosaurierfauna der Trias Europas umgrenzt und einige vielleicht interessante Punkte hervorgehoben.

Herr Koken gibt Erläuterungen zu der am Nachmittag folgenden Exkursion.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Koken. v. Huene. Stille. Wüst.

Protokoll der Sitzung vom 16. August 1905.

Vorsitzender: Herr Fraas.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Forstamtmann Dr. K. Rau in Tübingen,
vorgeschlagen durch die Herren Koken, Plieninger und v. Huene.

Herr Dr. Delkeskamp, Assistent am mineralogischen Institut zu Gießen,
vorgeschlagen durch die Herren Dathe, Kaiser und Wüst.

Herr cand. geol. Salfeld zu Tübingen,
vorgeschlagen durch die Herren Koken, Wüst und Stille.

Herr Dr. Axel Schmidt in Stuttgart,
vorgeschlagen durch die Herren Frech, Sauer und Scupin.

Herr **F. Plieninger** gab einen vorläufigen Bericht über die **geologischen Verhältnisse der Insel Kos und ihrer Nachbarinseln**.

Auf der, an der kleinasiatischen Küste, nördl. von Rhodos gelegenen türkischen Insel Kos waren im Verlaufe der letzten sechs Jahre von Prof. R. Herzog in Tübingen mit großem Erfolge archaeologische Ausgrabungen unternommen worden. In der von M. Neumayr im Jahre 1879 publizierten geologischen Karte dieser Insel waren nun Prof. Herzog verschiedene Lücken aufgefallen und da er seiner in Aussicht stehenden archaeologischen Abhandlung über Kos gerne einen geographischen und geologischen Überblick beifügen wollte, so beschlossen, auf seine Aufforderung hin, Prof. Sapper und ich, die Insel nochmals zu untersuchen. Da die englische Seekarte außerordentliche Mängel aufweist, so sollte Prof. Sapper außer geologischen Untersuchungen sich möglichst auch mit topographischen Aufnahmen befassen, während mir hauptsächlich geologische und palaeontologische Arbeit zufallen sollte. Der Ausbruch der Pest im Herbste des Jahres 1904 in Smyrna, das wir auf verschiedenen Wegen erreichen wollten, hat einen gemeinsamen Besuch der Insel vereitelt. Ich mußte mich deshalb im vorigen Jahre, während Prof. Sapper ca. 3 Wochen auf Kos weilte, mit dem Besuche von Santorin und einiger anderer griechischen Inseln begnügen und konnte dann erst wieder in diesem Frühjahre auf die Untersuchung von Kos und die im Süden liegenden Nachbarinseln ca. 6 Wochen verwenden. Ein anderes Ziel, das ich noch zu erreichen gehofft hatte, nämlich die Untersuchung der mehr als 50 km westlich von Kos gelegenen Insel Astropaliá, einer Insel, welche meines Wissens noch nie von einem Geographen oder Geologen besucht worden ist, konnte ich auch diesmal, ungünstiger Witterung wegen, infolge Mangels jeder Dampferverbindung, nicht erreichen. Der Besuch dieser Insel wäre deswegen von Wichtigkeit gewesen, weil sie die einzige größere, geologisch noch unbekannte Insel ist, welche mitten in der, von tertiären, altquartären und noch tätigen Vulkanen gebildeten. Inselreihe liegt, welche sich vom Isthmus von Korinth durch den Golf von Aegina am Südrande der Cycladen entlang nach Kleinasien in die Gegend von Budrum (das alte Halikarnaß) erstreckt, jener Reihe, welcher Aegina, Methana, Milos, Santorin und andere Inseln angehören. Gestatten Sie mir nun, Ihnen einen kurzen vorläufigen Bericht über die wichtigsten Resultate meiner Untersuchungen zu geben.

Die Insel Kos wurde schon in den Jahren 1840 und 1850 von Forbes und Spratt sowie 1872 von Gorceix be-

sucht. 1874 hat dann M. NEUMAYR zehn Tage dem Besuche dieser Insel gewidmet, war aber durch ein Fußleiden während mehrerer Tage wesentlich behindert, und es ist deshalb nicht zu verwundern, daß bei erneuter Untersuchung dieser ca. 43 km langen und 2—9 km breiten Insel noch verschiedene neue wichtige Resultate gewonnen werden konnten. Störend war bei meinen Untersuchungen, wie dies auch schon NEUMAYR empfunden hat, der Mangel einer guten topographischen Unterlage, da die englische Seekarte meist nur die Küste genau wiedergibt, im Innern der Insel, besonders in den Bergländern aber große Mängel aufweist.

Die Insel läßt sich in drei, auch orographisch deutlich ausgeprägte, Abschnitte zerlegen, in:

1. das Bergland im Osten und die demselben im Norden vorgelagerte Ebene,
2. das an dieses Bergland gegen Westen anschließende Plateauland und
3. das daran anschließende Bergland im Westen, das Bergland von Kephalos.

Das Bergland im Osten besteht aus einem bis zu etwa 800 m ansteigenden, im allgemeinen als ununterbrochener Kamm ca. 20 km lang sich erstreckenden Gebirgszug, dessen Südrand sehr steil zum Meere abfällt, ein Abbruch, welcher sich nach den Angaben der englischen Seekarte auch unter dem Meeresspiegel fortsetzt. Der Nordhang ist viel weniger steil und geht allmählich in die schon erwähnte vorgelagerte Ebene über. Der westliche Teil dieses Zuges, fast genau bis zum höchsten Gipfel der Kette, besteht aus Diorit oder aus Granodiorit, zwischen welchem sich geradlinig verlaufende gangartige Einschaltungen von Quarzit, ferner Lagen weißen Marmors und grauen Kalkes mit annähernd nordwestlichem Streichen befinden. Dieser große Dioritkomplex von 7—8 qkm Ausdehnung ist NEUMAYR völlig entgangen. Gegen Norden sind diesem Teile der Kette Tonschiefer und phyllitähnliche Gesteine, sowie graue Kalke vorgelagert. Die ganze übrige Bergkette nach Osten besteht aus Tonschiefern und phyllitartigen Gesteinen derselben Ausbildung, mit zwischen N 50 W und N 80 W wechselndem Streichen, also mit einem Streichen annähernd senkrecht zur Richtung des Bergzuges; diesen Gesteinen sind hier meist wenig mächtige, z. T. schiefrige, grauschwarze bis schwarze Kalkbänke eingelagert, welche z. T. in Tonschiefer übergehen; sie führen meist schlecht erhaltene Crinoideenreste und ebensolche meist unbestimmbare Korallen. Jedoch finden sich unter meinem Materiale zwei sicher als palaeozoisch bestimmbare Korallen, und

zwar handelt es sich, wie Herr Prof. Frech die Güte hatte mir mitzuteilen, um eine karbonische Form, nämlich um *Hallia cylindrica* M. E. u. H., deren Vorkommen bis jetzt von England bis Nordpersien bekannt ist. Über diesen Tonschiefern mit eingelagerten Kalk- und Schieferbänkchen karbonischen Alters finden sich nun plumpe massige weißgraue Kalke, gleichfalls erfüllt von zahlreichen Korallen, allerdings meist schlechter Erhaltung. Herr Professor Frech hatte die Liebenswürdigkeit, mir auch bei Bestimmung dieser Korallen und Hydrozoen mit seiner reichen Erfahrung zur Seite zu stehen. Als sicher triasische Formen konnten bestimmt werden: *Thecosmilia fenestrata* Reuss, *Thamnastraea rectilamellosa* Winkl. (beide aus den Zlambachschichten bekannt) und *Heterastridium* sp., also drei der oberen alpinen Trias angehörige Formen. Wir haben hier eine analoge Erscheinung, wie auf dem kleinasiatischen Festland nördlich von Smyrna, wo bei Edremid in Mysien Bildungen der oberen Trias transgredierend über Karbon lagern.

Diese weißgrauen Kalke auf Kos hatte Neumayr wegen ihres petrographischen Habitus für gleichaltrig mit den Hippuritenkalken des kleinasiatischen Festlandes gehalten. Den Fuß des Nordhanges des ganzen Gebirges, sowie die Ostküste der Insel umsäumen Tertiärschichten, welchen sich der Nordküste entlang noch ein breiter Streifen ebenen Diluviallandes anreiht. Die Tertiärschichten wurden von Neumayr ausführlich geschildert und ins Pliocän gestellt. Nachdem Prof. Sapper schon im Herbste des vorigen Jahres im Berglande der Westhälfte der Insel Fossilien aufgefunden hatte, welche nach Bestimmung von Prof. Fuchs in Wien unzweifelhaft dem Miocän angehören, gelang es mir, außer noch im Norden dieses Berglandes der Westhälfte, auch noch am Nordhange der Bergkette der Osthälfte Miocän mit Fossilien zu finden. Diese Miocänvorkommnisse, welche nur noch auf verhältnismäßig ganz kleine Komplexe beschränkt zu sein scheinen, beweisen uns jedenfalls, daß der von Italien im Bogen um das Aegaeische Meer über das südlliche Kleinasien und Cypern nach Osten sich erstreckende Arm des miocänen Mittelmeeres im Gebiete des aegaeischen Meeres weiter nach Norden vorgedrungen ist, als bisher angenommen wurde. Während das Miocän der Insel Kos eine rein marine Bildung ist, besteht das Pliocän im Osten der Insel aus Süßwasserbildungen, wie schon Neumayr nachgewiesen hat. In dem ganzen, von phyllitähnlichen Gesteinen, Tonschiefern, karbonischen und triasischen Kalken gebildeten Ostteile der Insel treten außerordentlich zahlreiche Trachytvorkommnisse von meist kleiner Ausdehnung zu Tage. Das Pliocän habe ich dieselben jedoch nirgends durchsetzen sehen.

Das Mittelstück der Insel, das Plateauland, welches durch den sog. Isthmus von Kephalos, die schmalste Stelle der Insel, mit dem Berglande im Westen zusammenhängt, ist ein von Osten nach Westen ganz allmählich sich senkendes Plateau, welches von zahllosen, sowohl nach Norden als nach Süden verlaufenden, tief eingerissenen Schluchten durchzogen ist. Steht man oben auf dem Plateau, so glaubt man eine einheitliche Ebene vor sich zu haben, und man wird der zahllosen Einschnitte meist erst ansichtig, wenn man davor steht. Dieser Teil der Insel ist für den Reisenden am unangenehmsten, wegen dieser vielen Schluchten, auch ist wegen der völlig unrichtigen topographischen Unterlage der Seekarte eine genaue Orientierung, in welcher dieser zahlreichen Schluchten man sich jetzt gerade befindet, unmöglich. In allen diesen Schluchten finden wir marine pliocäne Schichten meist horizontal gelagert oder mit nördlichem Einfallen, während oben auf dem Plateau submarin abgelagerte, geschichtete, vulkanische Tuffe liegen, die aus Stücken von Bimsstein und fein zerriebenem und wieder verkittetem Material bestehen. Diese Tuffe sind ferner mit kleineren oder größeren Blöcken andesitischer Auswürflinge mehr oder weniger gespickt. Über die mutmaßliche Herkunft dieser oft Mannshöhe erreichenden Blöcke werde ich am Schlusse noch sprechen. Während wir in den Pliocänschichten im Osten Süßwasserablagerungen erkannt hatten, haben wir es hier im Plateaulande zu unterst mit der levantinischen Stufe und gegen oben mit marinen Bildungen des Pliocän zu tun. Die Schichten der levantinischen Stufe führen zu unterst Viviparen und Melanopsiden, nach oben nur Melanopsiden, darüber lagern dann die mächtigen marinen Schichten des Pliocän, die hier außerordentlich reich an Fossilien sind. Die Grenze zwischen den beiden verschiedenen Tertiärgebieten, des Ostteiles der Insel und des Plateaulandes, wird durch einen, von der Hauptkette des Berglands im Osten, gegen Norden vorspringenden Bergrücken von triasischem Kalke gebildet. Die Einlagerung der Bomben in den dem Tertiär auflagernden, vorhin erwähnten vulkanischen Tuffen nimmt gegen Westen allmählich ab. An der schmalsten Stelle des Plateaus, welche zugleich die niedrigste ist, am sog. Isthmus von Kephalos bestehen die Tuffe fast nur aus Bimssteinsand ohne Bomben. Hier sind auch die Verwitterungsprodukte der Tuffe zu mächtigen Dünen zusammengeweht; an einer von den Eingeborenen als Volkania bezeichneten Stelle ist noch lebhafte Solfatarentätigkeit zu finden, und NEUMAYR gibt in der Nähe das Vorkommen von Andesit an, ein Gestein, aus welchem auch der im Meere aufragende Fels Kastelli in der naheliegenden Bucht von Kamara besteht.

Das Bergland im Westen, die Halbinsel von Kephalos, besteht aus Triaskalken, aus Kegelbergen von Rhyolith und Liparit, Vitrophyren und Perliten, sowie aus außerordentlich mächtigen, geschichteten, rhyolitischen Tuffen, die z. T. auch hier den Eindruck reinen Bimssteinsandes machen. Ferner haben wir in allerdings geringer Verbreitung, sowohl im Norden, als in der Mitte dieses Teiles der Insel (beim Rhyolithberge Zeni) Miocän und weit verbreitet marines Oberpliocän, sowie noch jüngere Ablagerungen. In die vulkanischen Tuffe sind die Wege in der Umgebung von Kephalos außerordentlich tief eingeschnitten, oft 4—6 m und mehr, so daß sie wie enge Gänge erscheinen. Neumayr hält dieselben für durch Menschenhand ausgehoben, eine Ansicht, welche ich durchaus nicht teilen kann, da nach meiner Beobachtung diese Einschnitte dort auf vielbegangenen Wegen heute noch allmählich von selbst entstehen. Infolge des außerordentlich mächtigen Anschwellens der vulkanischen Tuffe bei Kephalos vermutet Neumayr in der Nähe des Rhyolithberges Zeni das ehemalige Vorhandensein einer selbständigen Ausbruchsstelle. Nach Gorceix sollen außerdem in der Nähe des Klosters Hagios Johannis noch Spuren eines alten Kraters sein, aber ich habe, trotz sorgfältigen Suchens, auf der ganzen Halbinsel Kephalos nicht die geringste Spur eines Kraters finden können. Dagegen fand ich südlich des Rhyolithberges Thymianós, im Tale des Flusses Rhichthis, der gerade in diesem Jahre, infolge außerordentlich heftiger Regengüsse im Frühjahr das Bett besonders vertieft hatte, die Mauern prähistorischer Ansiedlungen, welche offenbar unter dem Bimssteintuff begraben wurden. Dem ganzen Aussehen nach dürfen wir dieselben ihrem Alter nach, analog den von Dr. Zahn auf Santorin ausgegrabenen und kürzlich beschriebenen Resten, wohl als der vormykenischen Periode angehörig, in die Zeit etwa 2000 vor Christus versetzen. Dies gibt uns wenigstens einige Anhaltspunkte für die Bestimmung des ungefähren Alters der Eruption. Um nun womöglich die Herkunft dieser vulkan. Auswurfsprodukte, namentlich der großen Andesitblöcke im Plateaulande zu ergründen, besuchte ich noch die südlich von Kos gelegenen Inseln Nisyros, Pachia, Perigusa, Yalí, Hagios Antonios und Strongylí.

Das längst als Vulkaninsel bekannte Nisyros ist aufgebaut aus Lipariten und Basalten und besitzt einen kolossalen Kraterzirkus von 3—4 km Durchmesser. Auf den Außenhängen namentlich im Norden liegen noch mächtige Bimssteintuffe mit z. T. riesigen Bomben, teilweise mit brotkrustenartiger Rinde, wie sie sich auf Santorin so zahlreich finden. Ausbrüche des Vulkans sollen im 15. Jahrhundert stattgefunden haben, ferner anfangs der siebziger

Jahre, nach Aussage der Einheimischen 1872; dann wieder Ende September 1888, wie mir ein gebildeter Nisyrote mitteilte und auch durch vorgelegte Zeitungsberichte einer Smyrnaer Zeitung des 88er Jahrganges zu beweisen suchte. Bei dieser letzten Eruption hat es sich aber, wie mich der Augenschein an Ort und Stelle, sowie der mündliche Bericht dieses Herrn und anderer, seinerzeit an der Schwefelgewinnung im Krater beteiligter, Nisyroten belehrte, nicht um eine richtige vulkanische Eruption, sondern nur um den einmaligen Auswurf von Schlamm und Steinen unter mächtiger Dampfentwicklung gehandelt. Der ganze Boden des Kraterzirkus, und an einigen Stellen auch die Wände, sind durch äußerst lebhafte Solfatarentätigkeit zersetzt und der Grund des Kraters durch dieses zersetzte und vom Wasser zusammengeschwemmte Material eingeebnet. Zur Regenzeit ist der Kraterboden mit weißem Schlamm bedeckt, der sich nach Aufhören derselben rasch verfestigt. In der Mitte sieht man in kreisrundem Becken einen Schlammsee, dessen grauweißer Brei von Zeit zu Zeit lebhaft brodelt. Interessant ist die durch die Eruption von 1888 auf der Westseite des Kraterbodens entstandene Öffnung. Dort findet sich nämlich in dem durch starke Solfatarentätigkeit zersetzten und wieder zu einer tuffartigen, ziemlich harten Masse zusammengebackenen Bergkegel eine völlig cylindrische Röhre von 20—25 m Durchmesser senkrecht in die Tiefe setzen. Am Grunde sieht man in etwa 120 m Tiefe Wasser. Die Ränder dieser Öffnung sind also nicht trichterförmig erweitert und es findet sich keine Spur von Rissen und Spalten im umgebenden Gestein. Es handelt sich um eine Durchschlagsröhre, die jetzt z. T. mit Wasser aufgefüllt ist. Das durch die Eruption geförderte Material besteht nur aus den zersetzten Tuffen. Jedenfalls hat die bei der Solfatarentätigkeit vorhandene Dampfspannung im Innern, nachdem sie eine gewisse Höhe erreicht hatte, zum glatten Durchschlagen einer Röhre durch ziemlich festes Gestein geführt. Den Herd der Explosion werden wir aber nicht in allzugroßer Tiefe suchen dürfen. Bei dieser einmaligen Explosion ist das geförderte Material nicht über den eingeebneten Kraterboden hinausgeflogen, wenigstens sind nach Aussage der Eingeborenen nach den auf dem Ringgebirge gelegenen Orten Embório und Níkia keine Auswurfsprodukte gelangt.

Die kleinen, westlich von Nisyros gelegenen Inseln Pachia und Perigusa bestehen beide (wenigstens scheint es makroscopisch so) aus demselben Liparit. Auf Pachia, das Steilküste besitzt, liegen obenauf Bimssteintuffe mit Auswürflingen krystalliner Schiefer, wie z. B. granatführendem Glimmerschiefer. Auf

Perigusa, welches niedriger und flacher ist, fehlt der Tuff, dagegen finden sich auf einzelnen, ganz niedrig am Meere gelegenen, Partieen der Insel Ablagerungen mit Resten noch jetzt dort lebender Conchylien. Bei der im Norden von Nisyros gelegenen Insel Yalí sagt schon der Name, was für Gestein wir dort erwarten dürfen. (Yalí-Glas.) Die Insel zerfällt durch eine Einschnürung in zwei Hälften. Die Westhälfte Chera besteht aus gegen Norden fallenden, geschichteten Bimssteintuffen und aus, einer von dem Material dieser Tuffe gebildeten Ablagerung, mit Conchylien noch jetzt lebender Arten, genau wie auf Perigusa. Die Osthälfte Goniá besteht aus Perlit und aus Obsidian mit herrlichen Lithophysen und Sphaerolithen, an Schönheit dem Gesteine der Obsidian-Cliffs im Yellowstone-Park gleich. Die südlich von Goniá liegende Insel Hagios Antonios besteht ganz aus Liparit. Die östlich von Yalí gelegene, meines Wissens noch von keinem Geologen besuchte kleine Insel Strongylí besteht aus Plagioklasbasalt. Besteigt man den Berg, so sieht man oben noch deutlich einen, den abgeflachten Kraterboden kreisförmig umgebenden, Kraterrand. Tuffe fand ich auf dieser Insel nicht.

Zum Schluß noch ein paar Worte über die mutmaßliche Herkunft der Andesitblöcke in den Tuffen von Kos.

Die Verbreitung der Bimssteintuffe auf all den genannten Inseln ist, wie wir gesehen haben, folgende: Auf Nisyros sind sie mächtig, auf Pachia spärlich, auf Yalí sehr mächtig, auf Perigusa, St. Antonio und Strongylí fehlen sie ganz. Auf der Westhälfte von Kos, im Bergland von Kephalos sind sie sehr mächtig, im Plateauland nehmen sie von Westen nach Osten ab, führen aber dafür dort z. T. mächtige Andesitblöcke. NEUMAYR glaubte, daß die Tuffe entweder aus der Nähe des Zeni auf der Kephaloshalbinsel von Kos, oder von Nisyros stammen. Am Zeni und auf der Kephaloshalbinsel konnte ich von einem Krater nichts entdecken. Für die Bimssteinasche wäre die Herkunft von dem ca. 15 km entfernten Vulkan Nisyros wohl möglich, für die mannshohen Andesitblöcke aber nicht. Die Felsinsel Kastelli in der Bucht von Kamara besteht nach NEUMAYR aus Andesit und dasselbe Gestein findet sich nach seinen Angaben auch an einigen Stellen des Isthmus anstehend, in der Nähe der vorhin erwähnten Lokalität Volkania, welche sich durch starke Solfatarentätigkeit auszeichnet. Ich bin deshalb geneigt anzunehmen, daß die Andesitblöcke aus einem Krater stammen, der sich an der Stelle der Bucht von Kamara und eventuell auch des Isthmus befand.

Herr FRECH hob hervor, daß in den Kalkeinlagerungen der Schiefer von Kos die von Herrn PLIENINGER zutreffend gedeuteten

unterkarbonischen Kalke auf eine direkte Verbindung der orientalischen und europäischen Meere hinweisen. Die auf Kos vorkommende *Hallia cylindrica* M. Edw. et H. sp. ist zuerst aus dem Bergkalke Englands beschrieben, dann aber besonders häufig in den nordpersischen Grenzgebirgen von dem Vortragenden nachgewiesen worden.

In den grauen Kalken von Kos finden sich drei typische Vertreter der ostalpinen Obertrias:

Thecosmilia fenestrata Reuss,
Heterastridium lobatum Reuss.
Thamnastraea rectilamellosa Winkl, sp.

Die *Thamnastraea* kennzeichnet rhaetische Korallenkalke und Zlambachschichten, die beiden anderen Arten sind nur im Liegenden des Rhaet bekannt. *Thecosmilia fenestrata* findet sich am Hammerkogel und der Fischerwiese bei Alt-Aussee in besonderer Häufigkeit. Das *Heterastridium* ist nach der Fundortsangabe im Reuss am Sandling vorgekommen, dürfte also zu den jüngeren juvavischen (bezw. norischen) Hallstätter Kalken gehören.

Herr **SCHELLWIEN** gab einen vorläufigen Bericht über eine von Herrn **F. KOSSMAT** und ihm im alpinen **Bellerophonkalk** aufgefundene **neue Fauna**.

Die bisher im Bellerophonkalk beobachteten Fossilien boten bekanntlich keine ausreichenden Anhaltspunkte für den Vergleich mit andern Vorkommen, die man als gleichaltrig mit dem Bellerophonkalk anzusehen geneigt ist. Die nunmehr aufgedeckte Fauna besteht dagegen nach den vorläufigen Feststellungen fast durchweg aus Formen, die schon aus dem indischen Produktus-Kalke bekannt geworden sind und damit die Übereinstimmung beider Faunen außer Zweifel setzen.

Die erste Andeutung, daß im alpinen Bellerophonkalk noch andre Fossilien enthalten wären, als die zur Altersbestimmung wenig geeigneten, zum Teil sehr eigenartigen Formen, die von Stache und Diener beschrieben worden sind, brachte ein vereinzelter Fund, den F. Kossmat im Jahre 1901 bei seinen Aufnahmen in Krain machte. Im Gebiete westlich der Laibacher Ebene beobachtete er zwischen den Grödner Sandsteinen und den Werfner Schiefern einen auf lange Strecken hin verfolgbaren Komplex von dunkeln Kalken und Dolomiten, welche in ihrer Ausbildung vollkommen den Südtiroler Bellerophonkalken entsprechen.[1]) Während die Dolomite fossilleer sind, wurden in

[1]) Angaben über die stratigraphischen Verhältnisse finden sich in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1902, S. 150: Über die Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raibler Schichten von Oberlaibach.

den Kalken an zahlreichen Punkten Anwitterungen von Diploporen und typische Bellerophonten-Durchschnitte nachgewiesen, welche die Gleichstellung mit den Südtiroler Bellerophonkalken rechtfertigen. Außerdem fanden sich in diesen Schichten aber zwei Exemplaren eines großen *Productus*, welchen E. Schellwien beim Geologen-Kongreß in Wien zu sehen Gelegenheit hatte und als eine charakteristische Form des indischen Produktus-Kalkes erkannte. Da hiernach weitere Nachforschungen geboten erschienen, wurde im Sommer 1905 durch F. Kossmat und E. Schellwien eine gemeinsame Begehung der wichtigsten Fundorte von Bellerophonkalk innerhalb des von F. Kossmat aufgeaufgenommenen, aber noch nicht veröffentlichten Blattes Bischoflack ausgeführt. Es glückte hierbei, außer mehreren Exemplaren des vorerwähnten *Productus* eine hauptsächlich aus Brachiopoden, Korallen und Foraminiferen bestehende Fauna aufzudecken, welche das bisherige Faunenbild wesentlich vervollständigt und die schon auf Grund des *Productus*-Fundes von Schellwien vermutete Analogie mit dem indischen Produktus-Kalke bestätigt. Da nur ein kleiner Teil des eben gesammelten Materials bisher präpariert war, konnten nur einige der wichtigsten Formen der Versammlung vorgelegt werden:

Richthofenia aff. *Lawrenciana* de Kon.
Productus indicus Waag.
Productus Abichi Waag.
Marginifera ovalis Waag.
Lonsdaleia indica Waag. u. W.

Die Auffindung dieser Fauna zerstreut die letzten Zweifel am permischen Alter des Bellerophonkalkes, sie ist aber nicht so sehr für die stratigraphische Stellung des letzteren bedeutungsvoll als für die Altersdeutung des Produktus-Kalkes, über welche die Meinungen bekanntlich noch auseinandergehen. Die fossilführenden Schichten des Bellerophonkalkes stehen überall im engsten Lagerungsverbande mit den unteren Werfner Schichten: in Südtirol ist die Grenze zwischen den Werfner Schichten und den Bellerophonkalken schwer zu ziehen, und auch an den Fundpunkten in Krain sind die fossilreichen Bänke des Bellerophonkalkes nur durch eine wenig mächtige Dolomitentwicklung von der Trias getrennt, wobei diese oberen Dolomite durch Aufnahme glimmeriger Zwischenschichten allmählich in die Werfner Schiefer mit der bekannten Bivalvenfauna übergehen. Der Bellerophonkalk kann daher nur dem höchsten Niveau des Perm entsprechen, und für den Produktus-Kalk dürfte dieselbe Anschauung ihre Bestätigung finden. Bemerkenswert ist dabei, daß unter den neuen Fossilien des Bellerophonkalkes keineswegs bloß solche

der höheren Stufen des indischen Produktus-Kalkes sind, sondern auch Formen, die in tieferen Horizonten auftreten. Sollte auch die genauere Untersuchung diese Vergesellschaftung der Fossilien aus den verschiedenen Abteilungen des Produktus-Kalkes in der wenig mächtigen fossilführenden Zone des Krainer Bellerophonkalkes ergeben, so würde die Zusammenfassung der verschiedenen Stufen des Produktus-Kalkes und die Zuteilung zum oberen Perm gerechtfertigt erscheinen.

Eine ausführliche Abhandlung soll durch F. Kossmat und E. Schellwien gemeinsam veröffentlicht werden; Kossmat wird hierbei die Lagerung und Verbreitung des Bellerophonkalkes in Krain behandeln, während Schellwien die Beschreibung der gesamten Fauna und die Darstellung der Lagerungsverhältnisse sowie der Verbreitung des Bellerophonkalks in Kärnten, Friaul und Südtirol übernommen hat.

Herr Nötling machte einige Bemerkungen dazu.

Herr **FRECH** legte ein neues Heft der Lethaea geognostica, Herr **RAU** eine Arbeit über liasische Brachiopoden, Herr **NEISCHE** eine Arbeit über die Höhlenbildungen des fränkischen Jura vor.

Die Herren **FRAAS** und **KOKEN** machten Mitteilungen zu den Exkursionen in den Schwäbischen Jura.

Die Protokolle der Sitzungen vom 14., 15. und 16. August wurden verlesen und genehmigt.

Darauf ward die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

E. Fraas. v. Huene. Stille. Wüst.

Protokoll der Geschäfts-Sitzung am 16. August 1905.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Der Vorsitzende eröffnete um 2¼ Uhr die Sitzung und gab den Geschäftsbericht für das Jahr 1904/1905.

Im Laufe dieses Jahres, d. h. von der Allgemeinen Versammlung in Breslau bis zu der in Tübingen, erschienen 10 Monatsberichte mit 45 Vorträgen und 31 brieflichen Mitteilungen.

Seit dem vorjährigen Geschäftsbericht sind drei Vierteljahreshefte herausgegeben und dazu das vierte Heft des Jahrganges 1904 und das erste Heft des Jahres 1905 fertig gestellt, sodaß sie demnächst zur Ausgabe kommen. Sie enthalten 18 Aufsätze, 37 Briefe und 47 Vorträge mit 36 Tafeln und 81 Textfiguren.

Die Zahl der Mitglieder betrug am 1. Januar 1904		462
Es traten neu ein	33	
Es schieden durch Tod und Austritt aus . . .	18	
Es waren am 1. Januar 1905		477

Der Schatzmeister, Herr DATHE, gab den Rechenschaftsbericht für das Jahr 1904/1905 (s. S. *363*).

Für die Rechnungsrevisoren, die Herren GRAESSNER und SCUPIN, erstattete Herr GRAESSNER Bericht und machte dabei einige Vorschläge für eine Vereinfachung der Kassenführung, indem er insbesondere die Trennung der Vermögensverwaltung von der Verwaltung laufender Einnahmen anregte. Seine Vorschläge wurden mit Dank aufgenommen und sein Antrag, dem Schatzmeister Entlastung zu erteilen, einstimmig angenommen.

Der Schatzmeister, Herr DATHE, verlas den Voranschlag für das Jahr 1905/1906.

Voranschlag für das Jahr 1906.

Ausgaben.

I. a) Druck der Zeitschrift	3500 M.
b) „ für Tafeln . .	1800 „
c) „ der Monatsber.	1200 „
d) „ des Katalogs .	1000 „
II. Bibliothek:	
a) für Einbände . . .	700 „
b) für Reinigung . . .	30 „
c) Bücherbretter . . .	230 „
III. Bureau- u. Verwaltungskosten:	
a) Gehälter	1190 „
b) Sonstige Ausgaben .	100 „
c) Porto- u. Botenlöhne	1250 „
IV. Jahresversammlung . .	100 „
	11100 M.

Einnahmen.

I. Mitglieder-Beiträge 460×20	9200
II. a) Verkauf der Zeitschrift	1400
b) Verkauf des 50. Band-Registers	100
c) Zinsen der im Depot befindlichen Staatspapiere und baren Gelder	400
	11100

Tübingen, den 14. August 1905.

E. DATHE,
Schatzmeister der Deutschen geol. Gesellsch.

Bericht

über den Vermögensstand der Gesellschaft am 31. Dezember 1904 und am 20. Juli 1905.

Der Buchbestand am Ende des Jahres 1904 betrug	681	M.	77 Pf.
Der Effektenbestand in preußischen Konsols im Nennwert	8800	„	— „
Der Barbestand bei der Deutschen Bank	2178	„	10 „
Der Barbestand in der Kasse	1932	„	71 „
Die Restbeiträge	320	„	— „
Summa	12923	M.	58 Pf.
Davon sind abzurechnen die Kosten für das 3. und 4. Heft des Jahrgangs 1904	2300	M.	— Pf.
Der wirkliche Vermögenstand ist somit am Jahresschlusse 1904	10623	M.	58 Pf.

Am 20. Juli 1905 war in der Gesellschaftskasse ein Barbestand von	164	M.	83 Pf.
Der Bestand an Effekten im Depot bei der Deutschen Bank	8800	„	— „
Der als Depot niedergelegte Barbestand ist	6341	„	04 „
	15305	M.	87 Pf.

Dem Voranschlage wurde zugestimmt und dem Schatzmeister der Dank der Gesellschaft ausgesprochen.

Einige Anträge des Herrn Zimmermann-Berlin konnten nicht zur Beschlußfassung kommen, weil sie nicht in der in den Satzungen bestimmten Weise eingebracht waren. Dagegen wurden diese Anträge auf Vorschlag des Herrn Beyschlag einer Besprechung unterzogen. Die Anträge des Herrn Zimmermann lauteten:

1. Antrag.

§ 4 Abs. 2 der Satzungen erhalte folgende neue Fassung:

„Das neue Mitglied erhält nach Zahlung des Eintrittsgeldes von 10 Mk. und des ersten Jahresbeitrages (§ 5) ein Diplom, das der Vorsitzende und ein Schriftführer im Namen des Vorstandes ausfertigen und erst damit auch die Rechte der Mitglieder.“

In § 5 ist der zweite Satz: „Wer vor der Hauptversammlung . . . laufenden Jahres“ zu ersetzen durch:
„und hat für das bezahlte Jahr Wahl- und Stimmrecht wie auch Anspruch auf die darin erfolgenden regelmäßigen Veröffentlichungen der Gesellschaft.“

2. Antrag.

An § 26, Abs. 2 ist am Ende noch einzuschalten:

„Endlich hat er das Recht, Vorschläge für die Vorstands-

standswahlen zu machen, die dann gleichzeitig mit der Wahlaufforderung (§ 22, Abs. 2) den Mitgliedern bekannt zu geben sind".

3. Antrag.

Der Vorstand wolle bekannt geben, wieviel Kosten alljährlich beim Notar aus dem Umstande erwachsen, daß die Gesellschaft jetzt „eingetragener Verein" ist. Falls diese Kosten höher sind als der Betrag der Zinsen aus der Jagorschen Stiftung (welche bekanntlich Anlaß zur Beantragung der Eintragung war), so wolle er geeignete Schritte tun, um diese Entschädigung am Gesellschaftsvermögen abzulenken.

Herr Beyschlag begründete und befürwortete den ersten Antrag.

Herr Graessner gab der Ansicht Ausdruck, daß in Konsequenz des Antrages auch die Mitglieder mit rückständigen Beiträgen nicht stimmberechtigt sein würden.

Herr Jaekel regte an, daß die Gesellschaft die Meinung zum Ausdruck bringe, daß ein neu eingetretenes Mitglied erst dann in den Genuß der Rechte der Mitglieder kommt, wenn es seine ersten Beiträge bezahlt hat.

Herr Frech beantragte, Herrn Jaekels Anregung als Resolution zu beschließen und von einer Satzungsänderung abzusehen. Die Versammlung beschloß demgemäß.

Auf Vorschlag des Herrn Beyschlag nahm die Versammlung die Resolution an, daß die Mitglieder auf diejenigen Publikationen der Gesellschaft Anspruch haben sollen, die das Jahr ihrer Mitgliedschaft führen, daß also neu eintretende Mitglieder nicht etwa Publikationen des Vorjahres erhalten, die verspätet erscheinen.

Der zweite Antrag des Herrn Zimmermann fand in längerer Besprechung keine Unterstützung, ebensowenig der dritte, und zwar mit der Begründung, daß die Gesellschaft ihm gemäß die Rechte einer juristischen Person verlieren würde.

Der Vorsitzende teilte folgende Anträge des Herrn Stromer-München mit:

1. Das Autoren-Register am Anfange des Bandes ist alphabetisch zu ordnen.

2. Außen auf Separaten ist oben klein Bandzahl, Jahrgang und Seitenzahl sowie Tafelzahl zu drucken, in der Mitte groß Name des Autors und Titel.

Diese Anträge gehören vor den Vorstand.

Herr Jaekel regte an, daß in der kombinierten, gelegentlich der allgemeinen Versammlungen stattfindenden Vorstands- und

Beirats-Sitzung auch die ehemaligen Beirats-Mitglieder und Vorsitzenden Sitz haben sollen.

Die Angelegenheit wird vom Vorstande weiter beraten und der nächsten Allgemeinen Versammlung unterbreitet werden.

Nach Verlesung und Genehmigung des vorstehenden Protokolles wurde die Sitzung um 3 1/2 Uhr geschlossen.

v. w. o.

Beyschlag. Koken. v. Huene. Wüst. Stille.

Rechnungs-Abschluss

der Kasse der Deutschen geologischen Gesellschaft in Berlin für das Jahr 1904.

Titel.	Kapitel.	Einnahme.	No. d. Belege.	Spezial-Summe ℳ	Spezial-Summe ₰	Haupt-Summe ℳ	Haupt-Summe ₰
		Aus dem Jahre 1903 übernommener Kassenbestand				681	77
		Einnahme-Reste: Beiträge laut beiliegender Liste . . .	1			500	—
I		Mitglieder-Beiträge, direkt bei der Kasse eingezahlt	2	1642	68		
		Durch Nachnahme eingezogen	3	967	66		
		Cotta'sche Buchhandlung	4	665	51		
		" "	5	1161	67		
		" "	6	981	47		
		" "	7	631	56		
		" "	8	885	51		
		" "	9	670	87		
		" "	10	990	88		
		" "	11	610	25		
		" "	12	40	10		
		" "	13	150	15		
		" "	14	80	05		
		" "	15	120	05		
		" "	16	290	30		
		" "	17	342	10		
				10230	81		
		Davon gehen ab die obigen Resteinnahmen		500	—	9730	81
		Seitenbetrag				10912	58

Titel.	Kapitel.	Einnahme.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
		Übertrag				10912	58
II		Verkauf von Zeitschriften.					
		Cottasche Buchhandlung für Zeitschriften .	18	1389	—		
		" " " Generalregister	19	27	42		
		" " " "	20	94	66		
		" " " "	21	353	50		
		" " " "	22	229	88		
		" " " "	23	76	55		
		Professor Jentzsch für Zeitschriften . . .	24	12	—		
		Weg, Leipzig " " . . .	25	27	—		
		" " " " . . .	26	24	—		
		" " Inseratenpacht . . .	27	300	—	2534	0
III		Verkauf und Subskriptionspreis des 50. Bandregisters.					
		Von der Cottaschen Buchhandlung . . .	28			238	5
		Sonstige Einnahme.					
		Professor Felix, Leipzig, für Zeichnungen .	29			10	—
		Von der Bank abgehoben laut Rechnungsbuch am 2./4. u. 15./12. 1904 u. 2./1. 1905 = 900 + 1000 + 2400 M.				4300	—
		Summa Einnahme				17995	0
		Ab Ausgabe				16062	3
		Bleibt Kassenbestand am 31./12. 1904 . .				1932	7
		Der Bestand an Effekten bei der Bank beträgt nach der vorigen Rechnung . .				8800	—
		Der Bestand an barem Gelde nach dem vorjährigen Abschlusse				1571	5
		Hierzu für 1904:					
		Zinsen der hinterlegten Wertpapiere . . .	30			308	—
		" für das I. Semester	30			43	7
		" " " II. "	30			58	8
		Auf die im Laufe des Jahres bei der Bank hinterlegten 4500 M., einschließlich 500 M., aus dem Fedor Jagowschen Nachlasse wurden wieder abgehoben 4300 M., sodaß noch ein Bestand verbleibt von				200	—
		Ab: Aufbewahrungsspesen und Porto der Bank	30			3	9
		Wirklicher Vermögensstand am 31. 12. 1904				12910	8
		Zu: die Ausgabe in 1904				16062	3
		Seitenbetrag				28973	

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	Spezial-Summe. ₰	Haupt-Summe. ℳ	Haupt-Summe. ₰
I	a.	Druck der Zeitschrift.					
		Buchdruckerei Starcke, Berlin	1/2	719	85		
		Für Druck der Zeitschriften	3/5	897	67		
		"	6/7	1137	85		
		"	7a/8	597	85		
		"	9	946	60	4299	82
		Klöppel in Eisleben, Druck des Registers	10/11			1171	65
		Buchdruckerei Starcke für Monatsberichte	12	308	48		
		" " " "	13/14	838	96	1147	44
		Summa Tit. I a.				6618	91
	b.	Druck der Tafeln.					
		Funke, Leipzig	15/16	31	07		
		Bredel, Berlin	17/18	41	65		
		Meisenbach, Riffarth & Co., Schöneberg	19/22	20	30		
		" " "	23/26	151	20		
		" " "	27/28	90	60		
		" " "	29/30	53	70		
		" " "	31/37	253	25		
		" " "	38/46	202	25		
		Rommel & Co., Stuttgart	47/48	329	50		
		" "	49/50	67	30		
		" "	51/54	391	80		
		" "	55/56	99	10		
		" "	57/58	74	20		
		" "	59/60	144	90		
		" "	61/62	106	30		
		Berliner lithographisches Institut	63	223	30		
		Kirchner, Leipzig	64/65	50	—		
		Eichhorn, Pankow	66/67	25	—		
		" "	68/69	54	—		
		Krapf, München	70/71	80	—		
		Hawerbier, Heidelberg	72/73	25	50		
		Hoffmann, Berlin	74	105	—		
		Pütz "	75	52	50		
		" "	76	13	50		
		Breitkopf "	77	29	—		
		Frl. Krause "	78/79	15	—		
		" "	80/81	10	—		
		" "	82/83	3	—		
		Pütz "	84	17	50		
		Hoffmann "	84a	33	—	2793	42
		Summa Tit. I b.				9412	33

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial- Summe. ℳ	₰	Haupt- Summe. ℳ	₰
		Übertrag				9412	3
II		Bibliothek.					
	a.	für Einbände.					
		Hoffmann, Berlin	85	65	20		
		" "	86	52	15		
		" "	87	52	—		
		" "	88	113	30		
		Wichmann, Berlin	89	32	40		
		Summa Tit. II a.				315	0
III		Bureau- und Verwaltungskosten.					
		Gehälter.					
	a.	Dr. J. Böhm für die Redaktion der Zeitschrift für das I. Quartal	90	150	—		
		" " II. "	91	150	—		
		" " III. u. IV. Quartal	92	300	—		
		Kieckbusch für Führung der Kassengeschäfte	93	200	—		
		Vetter " " I. "	94	75	—		
		" " " II. "	95	75	—		
		" " " III. "	96	75	—		
		" " " IV. "	97	75	—		
		Diener Schreiber pro 1904	98	75	—		
		Summa Tit. IIIa.				1175	
III	b.	Sonstige Ausgaben.					
		Vetter, Berlin, für Ausfertigung von Diplomen	99	5	—		
		" " " Hilfeleist. b. Aufst. d. Katalogs	100	25	—		
		" " " Auszüge aus der Zeitschrift	101	5	—		
		Berglein " " Schreibarbeiten	102	2	50		
		" " " "	103	—	50		
		" " " Umdruckarbeiten	104/106	2	15		
		Kieckbusch " Schreibarbeiten	107	10	80		
		Starcke, " " Druckarbeiten	108	120	05		
		Professor Dr. Jentzsch für Hilfsarbeiten	109	12	—		
		" " Oebbeke " Zeitschriften	110/111	50	—		
		Dr. Zimmermann " 1 Mitgliederbuch	112	5	45		
		Rechtsantwalt Lahn, Kosten } Gerichtliche	113	17	70		
		Gerichtskasse " } Eintragung d.	114	5	50		
		Landesgeologe Dr. Gagel " } Gesellschaft	115	5	—		
		Feister, Berlin, für Druckarbeiten	116	24	50		
		Werner, München " 1 Kranz	117	25	—	316	
		Seitenbetrag				11218	

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-summe. M	₰	Haupt-summe. M	₰
		Übertrag				11218	53
		Menzel, Berlin für Lichtbildervorführung .	118	3	—		
		„ „ „ „ .	119	3	—		
		Schröder (Vetter) Berlin für 1 Taschenlampe	120/121	12	—		
		Summa Tit. IIIb				18	00
	c.	Porto und Botenlöhne.					
		Professor Jaekel, Berlin, Porto	122	2	25		
		Vetter, Porto	123	9	15		
		„ „	124	8	43		
		Cottasche Buchhandlung Porto	125/126	471	85		
		Starcke, Buchdruckerei „	127	16	60		
		Dr. Böhm Porto	128	15	—		
		„ „	129	15	—		
		„ „	130	25	—		
		Kieckbusch, Portoauslagen	131	16	90		
		„ „	132	15	45		
		Geh. Bergrat Wahnschaffe, Portoauslagen .	133	—	90		
		Schreiber „	134	26	43		
		„ „	135	42	32		
		„ „	136	23	80		
		Landesgeologe Dr. Gagel „	137	4	—		
		Schreiber „	138	40	04		
		Cottasche Buchhandlung Porto	4	1	40		
		„ „	5	2	50		
		„ „	6	1	95		
		„ „	7	1	20		
		„ „	8	1	55		
		„ „	9	1	30		
		„ „	10	1	75		
		„ „	11	1	05		
		„ „	12		10		
		„ „	13		30		
		„ „	14		20		
		„ „	15		20		
		„ „	16		60		
		„ „	17		70		
		„ „	19		20		
		„ „	20		95		
		„ „	21	10	70		
		„ „	22	2	25		
		„ „	23		50	762	52
		Seitenbetrag				11999	05

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	Spezial-Summe. ₰	Haupt-Summe. ℳ	Haupt-Summe. ₰
		Übertrag				11999	0
IV		Jahresversammlung					
		Dr. Wysogorski, Breslau, Auslagen . . .	139	63	33	63	3
		Zur Hinterlegung auf der Deutschen Bank	140			4000	-
		Effekten bei der Bank		8800			
		Barbestand bei der Bank		2178	10		
		Barbestand bei der Kasse		1932	71	12910	8
		Summa Ausgabe				28973	1

Anlagen.

Bericht über die in Verbindung mit der Allgemeinen Versammlung ausgeführten Exkursionen.

a. Vor der Versammlung.

Ausflug in den württembergischen Schwarzwald unter Führung von Herrn A. SAUER.

Die dreitägige Vorexkursion, unter Mitwirkung von K. REGELMANN, von A. SAUER geleitet, bewegte sich in dem württembergischen und angrenzenden badischen Schwarzwalde zwischen Freudenstadt, Kniebis, Rippoldsau, Schapbach, Peterstal, Oppenau, Allerheiligen, Ruhstein, Baiersbronn und verfolgte einen doppelten Zweck, einmal den Teilnehmern ein tektonisch interessantes Gebiet, das Schwarzwälder Rumpfgebirge mit seiner Gliederung in eine krystalline Kernmasse von äußerst komplizierter Zusammensetzung und in das mächtig überlagernde Deckgebirge vorzuführen, und gleichzeitig ihnen Gelegenheit zu geben, ein durch landschaftliche Schönheiten, durch seine mannigfaltige wie charakteristische topographische Gestaltung, durch seine eigenartigen bodenkulturellen Verhältnisse (Reuthebergwirtschaft), Besiedelungsweise und Bevölkerung merkwürdiges Gebiet kennen zu lernen. Die Exkursion wurde vom herrlichsten Wetter begünstigt. Die Zahl der Teilnehmer betrug 36.

Zur allgemeinen Orientierung über die geologischen Verhältnisse des Gebietes sei folgendes vorausgeschickt.

Das in Betracht kommende Gebiet liegt in jener Grenzregion, wo das württembergische Stufenland — das Neckarland — in den Schwarzwald übergeht, wo an Stelle der zum Neckarsystem gehörenden, östlich gerichteten, wenig eingetieften, flachhängigen Folgetäler nördlich und nordwestlich gerichtete, schluchtartig tief eingerissene Täler treten (große und kleine Kinzig, Wolf, Forbach, Murg, Rench u. a.), die mit ihren zahlreichen Verzweigungen ein überaus wechselvolles, den geologischen Aufbau meist scharf ausprägendes Relief geschaffen haben.

Dem von Osten kommenden Beobachter erscheint die Grenze zwischen württembergischem Stufenlande und Schwarzwalde ganz unscharf; tatsächlich tritt sie auch kaum topographisch hervor, sie kommt mehr bodenkulturell, volkswirtschaftlich zur Geltung und ist im allgemeinen da zu legen, wo der Muschelkalk verschwindet und der Buntsandstein zur dauernden Herrschaft gelangt. Der Oberbuntsandstein bildet mit seinen für den Ackerbau noch günstigen Eigenschaften eine Art Übergangszone, erst mit

dem Hauptbuntsandstein beginnt der eigentliche Schwarzwald. In seinem Bereiche erstreckt sich eine ununterbrochene Hochwaldregion von den Höhen bei Baden-Baden über die Hornisgrunde bis zu den Quellflüssen der Donau.

Wenn man dagegen von Westen, vom Rheintale her in den Schwarzwald eindringt, entwickelt sich topographisch ein ganz anderes Bild. Folgt man einem der tiefeingeschnittenen Täler, so gelangt man immer höher steigend durch ein Gebiet mit überaus mannigfaltig entwickelten Terrainformen, die dem Granit- und Gneisgebirge angehören, am obersten Ende des Tales immer auf eine ziemlich ebene, nur ganz schwach wellig-kuppige Hochfläche, welche die krystalline Rumpfmasse des Schwarzwaldes nach oben abschließt und im Gegensatz zu den Steilhängen, die vorwiegend Busch- und Hochwald, gegen das Rheintal hin auch Weinberge tragen, ganz ausschließlich dem Ackerbau dient. Diese Hochfläche liegt im Bereiche des oberen Kinzigtales bei Alpirsbach 600 m, des Renchtales 700 m, des mittleren Kinzigtales 800 m, bei Triberg und St. Georgen 900—1000 m hoch; sie steigt also von Ost gegen West und Süd ganz entschieden an und stellt die alte Denudationsfläche, die man auch als Abrasionsfläche bezeichnet hat, dar. Über ihr erhebt sich mit topographisch im Profil der Berge meist recht scharf hervortretender Grenze das Deckgebirge (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Jura). In unserem Gebiete, dem östlichsten Teile des Schwarzwaldes ist meist allein das unterste Glied des Deckgebirges noch erhalten, der Buntsandstein. Erst weiter nach Osten zu folgen mit flachem östlichem und nördlichem Einfallen die übrigen Glieder; in mehreren ungleich hohen und verschieden weit von einander liegenden Stufen entwickelt sich so die schwäbische Stufenlandschaft, die im Osten ihren Abschluß in der Alb findet.

Als unterstes Glied des Deckgebirges bildet also der hier 300—500 m mächtige Buntsandstein die erste beträchtliche Terrainstufe über der krystallinen Rumpfmasse des Schwarzwaldes. Er besitzt äußerst charakteristische Umrißformen und bezeichnet eine scharfe Kulturgrenze, die Region des sich selbst verjüngenden Hochwaldes unmittelbar über der meist ganz dem Ackerbau dienenden Denudationsfläche und bildet bei seiner beträchtlichen Höhenlage, wie mächtigen Bewaldung einen wirksamen Kondensator für die atmosphärische Feuchtigkeit, die, in den klüftigen Sandstein eindringend, auf seinen meist schwer durchlässigen, unteren Schichten gesammelt wird. Der Fuß des Buntsandsteingebirges wird damit zu einem ausgezeichneten Quellhorizont. Die geologische Zweigliederung des Gebirges in krystalline Rumpfmasse und darüber sich erhebender Buntsandsteindecke

beherrscht im vorliegenden östlichen Schwarzwalde hauptsächlich die Linienführung der Bergkonturen, zumal das zwischen Buntsandstein und Rumpfmasse sich einschaltende Rotliegende als in der Regel nur wenig mächtige Ablagerung, die Depressionen des alten Untergrundes ausfüllend, kaum, weder geologisch noch landschaftlich, als selbständige Bildung hervortritt. Das ist nur da der Fall, wo zugleich eruptives Material, sei es in Form von mächtigen Tuffen oder von Ergußporphyren oder als Ausfüllung von Eruptivschloten, in erheblichem Umfange zu Tage gefördert wurde (zwischen Ottenhöfen und Oppenau: Edelfrauengrab, Hauskopf, Eckefels etc.)

An der Zusammensetzung der alten krystallinen Rumpfmasse beteiligen sich Gneis- und Granitformation.

1. **Die Gneisformation.** Die Schwarzwäldergneise besitzen im allgemeinen eine recht einförmige Beschaffenheit; das lehrte auch die Exkursion. Die vom Ref. bei der badischen geologischen Aufnahme eingeführte Gliederung ist eine wesentlich genetische; sie unterscheidet Eruptivgneise und Sedimentgneise, auf der Karte nach ihren Hauptverbreitungsgebieten, die auch von der Exkursion durchquert wurden, als Schapbachgneise bez. Renchgneise bezeichnet. Dazu kommen noch die Kinzigitgneise als dritter Typus, die ihre abweichende Struktur nach Ansicht des Ref. eruptiv-metamorphen Einflüssen verdanken.

Die Sediment (Rench)gneise enthalten neben den üblichen Bestandteilen: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, häufig Sillimanit und Fahlunit als Pseudomorphose nach Cordierit. Sillimanit ist ein besonders charakteristischer Übergemengteil, ein erdiger, graphitoidartiger Kohlenstoff ebenfalls weit verbreitet, dagegen sind Hornblende und Granat in den Renchgneisen selten. Die Renchgneise sind als Schiefergneise zu bezeichnen. Ihre überaus mannigfaltigen Abänderungen beruhen in erster Linie in einem sehr veränderlichen Mischungsverhältnis der Hauptgemengteile und in wechselnder Korngröße derselben, sodaß alle Abstufungen von rein körniger, körnig-schuppiger, schiefrig-flaseriger, von ziemlich grober bis sehr feiner Korngröße in häufigstem Wechsel mit einander auftreten. Hornfelsstruktur prägt sich besonders in manchen körnig-quarzitischen Abänderungen aus; glimmerreiche Lagen mit häufigen Quarzknauern bedingen ein glimmerschieferartiges Aussehen, dazu kommen als integrierende Bestandmassen pegmatitoide körnige Quarz-Feldspatgemenge. Der häufige und schnelle Wechsel aller dieser Abänderungen bedingt vornehmlich das unruhige Gepräge der Renchgneise. Dieser Charakter kommt naturgemäß auch in der stofflichen Zusammensetzung zum Ausdruck. Der Kieselsäure-

gehalt schwankt zwischen weiten Grenzen von 60—80 Prozent, entsprechend Tonerde-, Kalk-, Magnesia- und Alkaliengehalt; letzterer z. B. zwischen 2—6 Prozent.

Die Schapbachgneise sind auch in der Hauptsache Glimmergneise, aber im allgemeinen durch einen ziemlich beständigen Gesamthabitus von den Renchgneisen unterschieden. Gewisse Übergemengteile sind für sie recht charakteristisch, so in erster Linie Orthit, dann aber auch Granat und Hornblende. Wie die Renchgneise zur Entwicklung glimmerschieferähnlicher Abänderungen neigen, so ist für die Schapbachgneise der Übergang zu granulitartigen und granit-gneisartigen Gesteinen bemerkenswert. Die parallele Verteilung des Biotit ruft Bänderung und Lagenstruktur hervor, beruht auf primärer Differenzierung und ist als eine Fluidalerscheinung aufzufassen. Während der Exkursion wurde die Auffassung ausgesprochen, die Glimmerlagen in den Schlapbachgneisen möchten wohl Resorptionsreste von Schiefereinschlüssen darstellen. Wäre das richtig, dann müßte das Magma des Schapbachgneises einem aplitartigen glimmerfreien Granit entsprochen haben; dieser Auffassung widerspricht die vorherrschende Ausbildungsweise der Schapbachgneise, welche uns den Biotit in einer zwar parallelen Anordnung, aber vollkommen gleichmäßigen Durchmischung mit den beiden anderen Gemengteilen zeigt. So ist auch die stoffliche Zusammensetzung der Schapbachgneise eine ganz granitische mit den für glimmerarme und glimmerreiche Granite bekannten Schwankungen.

Den Eruptivgneisen — das war auch im Verlaufe der Exkursion festzustellen — fehlen die charakteristischen häufigen Quarzlinsen, die Lagen von Quarzitschiefer und Graphitoidschiefer ebenso wie die dichten hornfelsartigen Varietäten, welche sammt und sonders die Renchgneise auszeichnen; sie besitzen dagegen Übergänge in Granitgneise und eigentümliche granitische Trümer, die man als Primärtrümer bezeichnen könnte, die gleichzeitig mit der Gneismasse verfließen und ihr oftmals gerade das schlierig-fluidale Aussehen verleihen.

Einen eigenartigen Typus stellen die Kinzigitgneise dar; eine Art Hornfelsstruktur ist bei ihnen weit verbreitet, Querstellung der Glimmerblättchen bez. verworrenschuppige Struktur häufig. Nicht der erdige Graphitoid, sondern Graphit in grösseren Schüppchen ist häufig. Als Einlagerungen kennt man Graphitquarzitschiefer, mehr noch die eigenartigen Granatgraphitgneise, die in dem Vorkommen an der Prallstelle der kleinen Kinzig dicht bei Schenkenzell von Fischer zuerst untersucht und als Kinzigit bezeichnet wurden. Die Exkursion besuchte gerade diese

klassische Fundstelle; durch Sprengungen war frisches Material in großer Menge zugänglich gemacht worden. Der sehr reichliche Cordieritgehalt des Kinzigit wurde auch hierbei, allerdings nur mehr in Form von Pinit, festgestellt.

Die amphibol- und pyroxenführenden linsenförmigen Einlagerungen der Rench- und Schapbachgneise schließen sich drei Typen an; einige lassen z. T. noch eine deutlich gabbroide Struktur erkennen und sind dann wohl auf basische Eruptiva zurückzuführen, andere lassen strukturell wie stofflich, wozu z. B. die quarzitischen Augitgneise gehören, ihre Zugehörigkeit zu alten Sedimenten nicht verkennen; ein dritter Typus endlich zeigt die Amphibolite in einem so vollkommen metamorphosierten Zustande, daß sich über ihre genetische Zugehörigkeit nichts mehr feststellen läßt. Zu dem zweiten Typus gehört ein Amphibolgneis, der am Hundrücksattel (Hinter Wildschapbach) geschlagen werden konnte, zum letzten gehört der Amphibolit, der im Schapbachgneisbruche vor Klösterle anstehend gefunden wurde.

Die **Granitformation.** Die im Verlaufe der Exkursion studierten Granitgesteine gehören durchweg dem nordschwarzwälder Granitmassiv an. Dieses zeichnet sich durch eine recht wechselvolle Zusammensetzung aus. Der eigentliche Massiv- oder Hauptgranit ist Biotitgranit (Teufelsküche unterhalb Alpirsbach), randlich oftmals porphyrisch werdend, die Schlierengranite sind oftmals drusig (miarolitisch) ausgebildet, vielleicht gehören die ausgedehnten Zweiglimmergranite von Blatt Obertal (Wasserfälle von Allerheiligen) ebenfalls zu einer mächtig entwickelten Randfazies. Dazu kommen gewöhnliche Ganggranite ohne Saalband als frühe, porphyrische Mikrogranite (Granophyre und Granitporphyre) als späte gangförmige Nachschübe. Auf der Exkursion hatte man Gelegenheit, bei Schenkenzell (Teufelsküche) die bekannten charakteristischen grauen Granitporphyre, beim Aufstieg nach Allerheiligen die gewöhnlichen, mehr rötlichen und auch etwas saureren Vertreter dieser Gruppe kennen zu lernen.

Diesen Gliedern der Granitformation gesellen sich noch Syenite zu, ebenfalls als randliche Spaltungsprodukte — bei Vorthal hatte man Gelegenheit, die quarzführenden Glimmersyenite dieser Art kennen zu lernen. Dieselben sind mehr oder weniger deutlich parallel streifig, wie überhaupt bei der syenitischen Randfazies Parallelstruktur eine häufige Erscheinung ist. Unter den granitischen Ganggesteinen begegnet man auch, wie dies von K. Regelmann festgestellt wurde, nicht selten alsbachitischen Typen. Leider fehlte die Zeit, diese zu zeigen.

3) Das **Rotliegende,** als unteres, mittleres und oberes unterschieden, wurde hauptsächlich in der eruptiven Fazies, als

mittleres und als oberes Rotliegendes kennen gelernt. Das mittlere Rotliegende ist durch saure Fluidalporphyre und durch Tuffe vertreten; Blatt Petersthal und Oberthal sind klassische Gebiete für die Entwicklung dieser Gesteine; hauptsächlich aber Blatt Oberthal, wo diese Gesteine nicht in der gewöhnlichen Form der Deckenporphyre auftreten, sondern als Stielporphyre bezw. als Schlotporphyre. Durch die Untersuchungen von K. Regelmann ist festgestellt, daß der mächtige Gottschläg-porphyr (Edelfrauengrab) keine Decke ist, sondern nach seiner Begrenzung, seiner ganzen geologischen Erscheinungsform eine mächtige Stielmasse darstellt. Obwohl sich von den ächten Erguß-porphyren des Gebietes sonst nicht unterscheidend, mit ihnen eine ausgezeichnete Fluidalstruktur und das sonstige charakteristische äußere Aussehen teilend, zeichnet er sich aus: durch eine seiner Grenze gegen den Granit genau folgende Zerspratzungszone — Vermischung mit Granit —, durch eine prinzipiell saigere Orientierung der Fluidalstruktur, durch Turmalinausscheidungen in den randlichen Partien und eine ausgeprägte mikrogranitische Struktur im Inneren seiner Masse gegenüber gelegentlich perlitisch glasiger Ausbildung in den Saalbandpartien.

Peripherisch schalten sich auch bisweilen tuffartige Bildungen zwischen Porphyrmasse und den umgebenden Granit ein. Der unregelmässig länglich elliptische Querschnitt des mächtigen Stieles hat einen langen Durchmesser von etwa 2.5 km, einen kürzeren von 1 km. An der Bosensteiner Eck konnten die Teilnehmer die ausgezeichnet fluidale Ausbildung der Porphyrmasse in ihrem östlichen Randgebiet kennen lernen. Zwei Modelle von Stielporphyren sind etwas weiter nördlich und nordwestlich, nämlich am Gaisdörfle und am Bosenstein selbst aufgeschlossen. Am Gaisdörfle beträgt der Durchmesser für den fast kreisrunden Querschnitt kaum mehr als 100 m. (Stielporphyre wurden aus dem Schwarzwalde vom Ref. schon von Blatt Gengenbach 1894 beschrieben.)

Über die geologische Erscheinungsform des schönen Fluidal-porphyres bei Jägerhaus-Rothmurg, welche man ebenfalls kennen lernte, läßt sich nichts sicheres aussagen; er ist bemerkenswert durch seine großsphärolithische Struktur, die vollkommen konkordant der Fluidalstreifung folgt, also sich nicht unabhängig von dieser verbreitet. Dicht an diesen Porphyr stoßen Tuffe, die mit rauher Oberfläche verwittern und stellenweisse große und kleine unvollkommen oder wohl abgerundete Bruchstücke von Fluidalporphyr einschließen. Diese Bruchstücke sind mit allem Vorbehalt als Bomben bezeichnet worden. Ein anderes Tuffvorkommen kann hier nur erwähnt werden; es ist dasjenige, welches abseits vom

Exkursionswege im Buhlbachthale liegt, äußerlich ganz dicht, rot oder grünlich weiß von Farbe, nach mikroskopischer Untersuchung von K. Regelmann veränderter Glastuff.

Das Oberrotliegende lernten wir im Burgbachtale, oberhalb Schapbach kennen. Das Vorkommen gehört noch auf Blatt Freudenstadt, es ist ein mehr oder weniger stark aufgearbeiteter Granitschutt und liegt auch unmittelbar auf Granit auf. Was aber dasselbe bemerkenswert macht, ist die z. T. intensive Verkieselung, die es von Seiten zahlreicher, auch gleichzeitig durch den Granit darunter, wie durch den Buntsandstein darüber setzender Quarzbarytgänge erfahren hat. Diesem Umstande verdanken die mächtigen Pfeilern gleich, 50—60 m vollkommen senkrecht in die Höhe strebenden Burbachfelsen ihre Widerstandsfähigkeit; ihre untere Hälfte besteht aus Granit, die obere aus verkieseltem Rotliegenden.

4. Der **Buntsandstein** hat in dem berührten Gebiete etwa eine Mächtigkeit von 260—300 m. Er beginnt als unterer Buntsandstein mit einem Schichtenstoß von 40—60 m weichen, sandig-tonigen, selbst lettigen, auch dolomitischen Bildungen, unter denen lichtgefärbte, manganfleckige, mürbe Sandsteinbänke (Tigersandstein) in der Regel stark auffallen. Der mittlere Buntsandstein oder Hauptbuntsandstein ist etwa 220—240 m mächtig, unten und oben konglomeratisch, das untere Konglomerat (das Eck'sche) ist weich, mürbe, oft auch tonig, 40—50 m mächtig, das obere oder Hauptkonglomerat in der Regel hart verkieselt; im unteren Konglomerate sind Gerölle von kristallinen Feldspatgesteinen häufig, oben fehlen sie fast vollständig. Der geröllfreie mittlere Hauptbuntsandstein zwischen beiden hat eine Mächtigkeit von 150—180 m. Der obere Buntsandstein ist in seinem unteren mächtigeren Teile (30—40 m) als Plattensandstein, in seinem oberen (4—6 m) als Ton, dem tonigen Röt entsprechend, ausgebildet, doch fehlen auch tonige Zwischenlagen den Plattensandsteinen nicht. Füglich wäre der gesamte obere Buntsandstein dem Röt Norddeutschlands gleichzustellen. Estherien sind in den tonigen Lagen des oberen Buntsandsteins des Gebietes nach den Beobachtungen von M. Schmidt ziemlich weit verbreitet.

Man hat dem Carneolhorizont im oberen Buntsandstein eine gewisse stratigraphische Bedeutung beigemessen; das hat sich bestätigt, doch ist auch zu bemerken, daß Carneol in Verwachsung mit grauem kristallinen Dolomit sowohl im unteren Buntsandstein wie auch im Rotliegenden unseres Gebietes sich findet. Buntsandsteinprofile wurden an verschiedenen Stellen besichtigt: Rötton und Plattensandstein in Loßburg, oberer Hauptbuntsand-

stein (mit Wellenfurchen, Verkieselung und Barytgängen) im Gemeindebruch von Freudenstadt und Ehlenbogenthale oberhalb Alpirsbach, unterer Buntsandstein und Ecksches Konglomerat am Roten Schliff oberhalb Allerheiligen.

Das Exkursionsgebiet ist durch eine weite Verbreitung und typische Entwicklung von Karen ausgezeichnet. Ihre Bildung steht mit den Vorgängen der diluvialen Eiszeit im Zusammenhange und wird gleichzeitig durch den geologischen Aufbau des Gebietes beeinflußt. Bei der neuen württembergischen geologischen Aufnahme (Blatt Freudenstadt und Oberthal) wurde diesen jungglacialen Bildungen eine eingehende Gliederung und kartographische Darstellung zuteil. Von den Teilnehmern wurde am zweiten Tage vom Hundskopfsattel aus dem Glaswaldsee, dem schönsten der Kare im mittleren und nördlichen Schwarzwalde, ein Besuch abgestattet.

Weil ein Übernachten in Schapbach wegen der großen Anzahl der Teilnehmer unmöglich war, mußte der erste Teil des in Vorschlag gebrachten Programmes etwas abgeändert werden. Der spezielle Verlauf der Exkursion gestaltete sich demnach folgendermaßen:

1. Tag. Freitag, den 11. August. Ab Freudenstadt Bahnhof: Unteres Wellengebirge, Oberer Buntsandstein, mit Wagen über Loßburg Oberer Buntsandstein, Loßburger Platten; Ehlenbogen (oberstes Kinzigthal) Hauptkonglomerat, im Grundgebirge kurz vor Alpirsbach: Miarolitgranit; bei Alpirsbach: Blick über die Abrasionsfläche mit aufgelagertem Deckgebirge. Teufelsküche vor Schenkenzell: Hauptgranit und graue Granitporphyre mit dichtem Saalband; bei Schenkenzell: Kinzigit und Graphitgneise, (Mittagessen) bei Vorthal: Quarzglimmersyenit als granitische Randfazies, Besuch von Wittichen, Fahrt durch Reinerzau über Schönberg nach Freudenstadt.

2. Tag, Sonntag den 12. August. Abfahrt mit Wagen von Freudenstadt, beim Gemeindebruch: Hauptkonglomerat, Barytgänge, über Zwieselberg nach Klösterle. Vor Klösterle Aufschlüsse im Schapbachgneis, dann Burbachfelsen (verkieselter Granit und Oberrotliegendes). Schapbach (im Ochsen Imbiß). Gang durchs Wildschapbach: zuerst Renchgneise, dann Schapbachgneise, (Steinbruch), weiter mehrfacher Wechsel von beiden; Amphibolit, Orthitführender Schapbachgneis. Vom Hundskopfsattel aus Abstecher nach dem Glaswaldsee. Fahrt ins Renchtal über Peterstal nach Oppenau (Übernachten).

3. Tag. Sonntag, den 13. August. Fahrt von Oppenau ins Lierbachthal durch Renchgneise an den Porphyrschutthalden des Hauskopfs vorbei zu den Wasserfällen von Allerheiligen. Hier

Zweiglimmergranit mit einem Riegel von rötlichem Granitporphyr. Aufstieg zum Buntsandstein. Beim Profil am Roten Schliff (Unterer Buntsandstein, Eck'sches Konglomerat, mittlerer Hauptbuntsandstein) gedenkt Ref. des zur Zeit im nördlichen Schwarzwalde, in Baden-Baden weilenden verehrten Kollegen Eck, seiner großen Verdienste um die geologische Kartierung des Schwarzwaldes und um die Gliederung des Deckgebirges, die heute noch für uns eine sichere Basis der Erkenntnis bilde. — An der Bosensteiner Eck ausgezeichneter Fluidalporphyr. Mittag auf dem Ruhstein. Herr Geh.-Rat Schmeisser dankt für die Führung. Referent erwiedert, daß diese ihm und seinen Mitarbeitern zur großen Freude gereicht habe, und er es als ein gutes Vorzeichen einigen Zusammenwirkens zwischen Nord und Süd auch auf geologischem Gebiete betrachte, daß bei der 50-jährigen Wiederkehr der Tagung der Deutschen geologischen Gesellschaft die württembergischen Geologen die Mitglieder der Gesellschaft in diesem schönsten Teile der südwestdeutschen Ecke führen durften. Sein Hoch galt dem Blühen, Wachsen und Gedeihen der Deutschen geologischen Gesellschaft. Vom Ruhstein zum Jägerhaus Rothmurg, wo Fluidalporphyre und Tuffe anstehen, dann Fahrt abwärts nach Baiersbronn. Von hier aus mit der Bahn über Freudenstadt nach Tübingen. Ankunft daselbst Abends $8^1/_2$ Uhr.

b. Während der Versammlung.

Ausflüge in die Umgegend von Tübingen unter Führung von Herrn E. Koken.

14. August. Nachmittagsexkursion über Lustnau nach Bebenhausen.

Der Weg führt von Tübingen ab zunächst in der Sohle des Ammertals und im Niveau der bunten Keupermergel. Oberhalb Lustnau quert man die deutlich heraustretende Stufe des Stubensandsteins und kommt durch verwaschene und erodierte Knollenmergel, deren Grenze durch den Austritt von Quellen gekennzeichnet wird, in den rhätischen Sandstein, der hier seit alter Zeit in großen Brüchen gewonnen wird. Die Sandsteine, welche stark zerklüftet sind und gegen die Seite des Neckartals hin zu Ablösungen neigen, sind fast versteinerungsleer, bis auf einige problematische Spuren und Reste von Pflanzen (insbesondere Holz). Die Grenze zum Lias, der nur in seinen tiefsten Schichten erhalten ist, wird hier nicht durch ein typisches Bonebed gekennzeichnet, wohl aber durch einen dünnen Belag der unregelmäßig welligen Sandsteinoberfläche, in dem neben Koprolithen, einzelnen Schuppen und Zähnen zahlreiche, meist abgerollte Car-

dinien und einzelne Ammoniten gefunden werden. Auch diese sind meist fragmentarisch erhalten; charakteristisch ist die relative Häufigkeit der sonst seltenen Art *Psiloceras subangulare.*

Die echten Psilonotenschichten liegen darüber, sind reich an *Plagiostoma punctatum* etc., aber Psilonoten sind selten. Einzelne sog. Riesenpsilonoten stammen von hier. Über den harten Kalken folgen tonige Schichten, durchzogen von dünnen Mergelbänken (Pappendeckel) und Nagelkalk. Im lehmigen Abraum treten vereinzelte, stark umgewandelte und oft bohnerzartige Gerölle auf, welche die frühere Existenz wahrscheinlich pliocäner Schotter andeuten. Sie haben in der Umgegend eine weite Verbreitung, sind aber nirgends intakt erhalten.

Von den Steinbrüchen führt der Weg den Abhang des Kirnbergs entlang, wo man die Grenze Rhät-Lias wieder kreuzte. Hier ist über dem Rhätsandstein Bonebed entwickelt, das, ebenso wie am Olgahain, seitlich in Cardinien führende Bänke des Lias übergeht.

Im Olgahain sind die Keupergehänge durch die abstürzenden harten Blöcke des Rhätsandsteins überschüttet (Felsenmeer-Bildung).

Bei Bebenhausen konnte der an Spalten eingesunkene Lias an Aufschlüssen in Arietenkalk gezeigt und eine Übersicht über das historisch berühmte Einbruchsgebiet gegeben werden. Das am Goldersbach ausgezeichnet erschlossene Bonebed gehört hier dem rhätischen Sandstein an.

15. August. Nachmittagsexkursion nach Seebronn.

Unter Benutzung von Wagen verließ man Tübingen gegen 2 Uhr und fuhr auf der linken Seite des Neckars, immer dicht am Gehänge des Schloßbergzuges, über Hirschau nach Wurmlingen. Es heben sich allmählich die tieferen Schichten des Keupers heraus, die Gypsmergel, denen bei Wurmlingen ein mächtiger Gypsstock eingelagert ist. Zur Linken breitet sich das Tal, dessen Inundationsfläche etwa um 10 m von der diluvialen Terrasse überragt wird, auf der die Dörfer Derendingen, Weil u. a. sich angesiedelt haben. Der Schilfsandstein, welcher die Grenze gegen den bunten Keuper bildet, ist bei Tübingen nur als geringe Bank entwickelt, schwillt aber in Wendelsheim zu einem mächtigen Lager an, das in großen Brüchen ausgebeutet wird. Unter den Pflanzen überwiegt *Equisetum arenaceum* weitaus an Häufigkeit und konnte in guten Exemplaren gesammelt werden. Von Wendelsheim führte der Weg nach Seebronn, wo das bekannte Profil der Lettenkohle besucht wurde. Über dem Lettenkohlensandstein mit Pflanzen folgen schiefrige, alaunhaltige

Schichten, mehrfach dolomitische Bänke mit marinen Fossilien, wie *Hoernesia socialis*, Zellenkalk und oben Keuper. Von Interesse sind die großen hohlen Geoden, die inwendig von Kalkspat und Bitterspat ausgekleidet werden. Sie scheinen sich um große Gasblasen eines sehr zähen Schlammes gebildet zu haben.

Die Brüche liegen in einer tektonischen Einsenkung der Hochfläche, welche sich als ein scharf begrenzter, überall durch abnorme Schichtenstellung bezeichneter Graben von Seebronn bis über Eutingen hinaus verfolgen läßt. Oberhalb Seebronn steht noch Muschelkalkdolomit an.

Die weithin von Löß resp. Lehm eingedeckte Hochfläche entspricht im Ganzen der Lettenkohlenstufe; nur einzelne isolierte Bergkuppen, als Basis für weithin sichtbare Warttürme benutzt, gehören noch zum Keuper. Eigenartig langgezogene, zuweilen auch runde Senken lassen auf die Existenz dolinenartiger Einstürze im dicht darunter liegenden Muschelkalk schließen, den man am Rande des Neckartals, bei Kalkweil, erreichte. Die oberste Stufe ist dolomitisiert und ziemlich reich an Fossilien (Trigonodus-Dolomit); darunter bilden in großer Mächtigkeit die einförmigen Bänke des Hauptmuschelkalks die Talwände. Oberhalb Rottenburg verstärkt sich das Fallen der Muschelkalkschichten auffallend, und flexurartig abgebogen verschwinden sie unter dem diluvialen Schutt des breiten Keupertales zwischen Rottenburg und Tübingen. Der Unterschied in der Erosion des Tales tritt hier deutlich heraus; im Gebiet des Muschelkalks eng, steilwandig, hin und her gewendet, wie die Diaklase der Muschelkalkplatte, im Keupergebiet breit, verwaschen, an ein langgezogenes Seebecken erinnernd. Die Auffüllung mit Diluvium ist oberhalb Rottenburg eine sehr beträchtliche, bis 30 und 40 m, während die Kiese des Neckartals nur gegen 10 m aufgeschüttet sind und der Fluß an vielen Stellen bis auf die Unterlage eingeschnitten hat.

Die hochgelegenen Schotter bei Rottenburg konnten, da es schon spät geworden war, nicht mehr erreicht werden, jedoch genügten die verwaschenen Spuren, um das reichliche Auftreten von Buntsandstein festzustellen. Die Erosion des Neckars mußte im Oberlauf schon sehr tief gedrungen sein, als diese Schotter sich bildeten. Wenn man sie, ihrer Höhenlage entsprechend (ca 100 m über dem Neckar), als altdiluvial bezeichnet, so wird damit auch die Eintiefung des Neckartales in eine sehr alte Zeit zurückverlegt.

Während bei Kalkweil, am Rande des Neckartals, große Buntsandsteine überaus häufig sind, treten sie in den anscheinend

in der Fortsetzung, aber entfernt vom Flusse gelegenen Schottern des Wäggentales zurück. Zu festen Nagelfluhen verkittet, erheben sie sich in starken Felsen und lassen sich in der eigentümlichen, trockenen Talfurche noch weit hinauf verfolgen. Die Kalkgerölle sind oft hohl.

Auf der Fahrt nach Niedernau berührte man das Gebiet der Kohlensäuresprudel, die bis oberhalb Eyach auf beiden Seiten des Neckars, leider in wenig rationeller Weise, erschlossen sind. Die Exhalationen von Kohlensäure wurden schon vor langen Jahren teils auf den Wiesen teils im Neckar selbst beobachtet und auch in primitiver Weise ausgebeutet. Aus den zahlreichen Bohrungen, die jetzt gemacht sind, geht als Regel hervor, daß die Kohlensäure in den Fugen des Buntsandsteins aufgestiegen ist und sich unter der Decke des tonigen Muschelkalkgesteins staut und spannt. Man kann ihr kaum eine andere Entstehung als direkt magmatische zuschreiben, denn unter dem sandig-kieseligen Buntsandstein folgt bis zum Grundgebirge weder Kalk noch ein anderes Gestein, aus dem sie sich als sekundäres Produkt der Zersetzung ableiten ließe.

c. Nach der Versammlung.

Ausflug in die Schwäbische Alb.

1) vom 17.—19. August unter Führung von Herrn Fraas.

Nachdem per Bahn und Wagen in möglichster Geschwindigkeit Holzmaden erreicht wurde, begann dort die Exkursion zunächst mit der Besichtigung der reichen, von dem Präparator Bernhard Hauff ausgelegten Fundstücke, welche ein treffliches Bild sowohl des Rohmateriales als auch der Präparierungsmethoden und der fertig präparierten Prachtexemplare der Fossilien aus Lias-Epsilon boten. In dankenswerter Weise hatte B. Hauff auch seine Privatsammlung zur Aufstellung gebracht, ebenso wie reichlich Gelegenheit zur Erwerbung von Petrefakten geboten wurde. In dem benachbarten Steinbruche konnte sodann das Profil durch Lias-Epsilon der Holzmadener Gegend und die einzelnen Lagen, in welchen die Fossilien auftreten, vorgeführt werden.

In rascher Fahrt wurde über Weilheim Hepsisau erreicht und von dort aus der Anstieg nach dem Randecker Maar unternommen. In dem Maare selbst wurde zunächst die Randzone mit dem Kontakt gegen Weiss-Jura-Alpha und dem mächtigen Mantel von eingestürztem Jurakalk an der Böschung des neuen Weges Hepsisau-Ochsenwang besichtigt. Ausserdem waren Aufschlüsse in den Dysodilschiefern, welche den unteren Teil des Maarbodens bedecken, geschaffen worden, so daß sowohl deren Einschlüsse an Pflanzen als auch die eigentümlichen Verkieselungen und Stauchungen beobachtet werden konnten. Am oberen Rande des Maares kommen auch noch Tertiärkalke mit Land-

und Süßwasserschnecken zum Vorschein, welche besonders wichtig zur Altersbestimmung erscheinen.

Der Weg über das Hochplateau von Ochsenwang nach der Diepoldsburg und der Ruine Rauber bot wenig Interessantes, und leider war die schöne Lokalität in Weiss-Jura-Alpha im Sattelbogen infolge heftigen Regens zum Sammeln wenig einladend. Wegen des schlechten Wetters wurde auch der Weg über die Teck abgekürzt und direkt nach den vulkanischen Punkten Hohbol und Götzenbrühl gegangen, wo die bekannten, von Branco beschriebenen Profile, insbesondere das Auftreten von Melilithbasalt in den Tuffen, sehr schön aufgeschlossen sind. Der Abstieg ging nach Owen, von wo aus per Bahn Kirchheim erreicht wurde.

Das Wetter am 18. August gestaltete sich günstiger, und in rascher Wagenfahrt von Kirchheim aus wurde die bekannte Lokalität im Rhät am Steinenberge bei Nürtingen erreicht. Das Profil durch die überaus petrefaktenreichen Rhätsandsteine und die Überlagerung durch Psilonotenkalk waren gut aufgeschlossen. Von dort ging die Fahrt durch Nürtingen hindurch nach den Steinbrüchen des Portland-Zementwerkes, wo der Direktor desselben, Dr. A. Schott, sowohl für vorzügliche Aufschlüsse in Lias-Beta, Gamma und der Grenze zu Delta, als auch für reiche Ausbeute an den entsprechenden Leitfossilen gesorgt hatte. In dankenswerter Weise wurde die Gesellschaft zu einem Imbiss eingeladen, worauf die Fahrt nach Grafenberg und Kohlberg fortgesetzt wurde. Der Anstieg auf den mächtigsten der schwäbischen Vulkanembryonen, den Jusi, gestaltete sich zwar etwas warm, doch bot sich auf der Höhe wieder Gelegenheit zur Erfrischung. Auch hier boten die Aufschlüsse eine Reihe von interessanten Einzelheiten, so namentlich an den Apophysen des Basaltganges, welche in feinster Verästelung in den Tuff und Jurakalk eindringen. An der Straße von Kappishäusern nach Metzingen konnten die von Branco eingehend beschriebenen Profile durch die Vulkanembryonen am Dachsbühl und am Metzinger Weinberg beobachtet werden. An letzterer Lokalität gab insbesondere eine mit Tuff ausgefüllte Spalte im Braun-Jura-Beta Gelegenheit zur Diskussion. Von Metzingen aus wurde der Heimweg per Bahn nach Tübingen angetreten.

2) vom 19.—21. August unter Führung von Herrn Koken.

Das Ziel der Exkursionen am 19. und 20. August waren die Balinger Berge. Auf der Fahrt von Tübingen nach Laufen konnte eine allgemeine Orientierung gewonnen werden über die aus Keuper, Lias, braunem Jura bestehenden Vorstufen der Alb, über den Gegensatz zwischen dem Steilabfall der

Alb und dem Vorlande und über die Inselberge, welche, wie der Zollern, durch die Erosion vom Albplateau gelöst sind.

Von Laufen, wo Gelegenheit geschaffen war, die wichtigsten Leitfossilien des schwäbischen Jura in guten Stücken zu erwerben, ging es auf die Schalksburg vom braunen Jura β durch aufgeschlossene Sowerbyi-Schichten, Ostreenkalke, Macrocephalenschichten und Ornatentone bis auf die Höhe der ersten Felsenstufe des weißen Jura. Der Gegensatz zwischen den ebenmäßig geschichteten α- und β- und den unregelmäßigen Schwamm-Kalken tritt hier überall klar heraus. Es machen sich aber auch wellenförmige Faltungen bemerkbar, die besonders in dem Zuge Hörnle-Gräbelesberg nicht übersehen werden können und auch auf der anderen Talseite weiterstreichen. Sie sind zu regelmäßig, um durch den Gegensatz aufragender Spongienriffe und periklinal abfallender und sich verflachender Schlammschichten erklärt werden zu können.

Von Laufen benutzte man die Bahn bis Ebingen, und von hier waren Wagen nach Winterlingen genommen. Auf der Fahrt bis Bitz wurden die höheren Stufen des weißen Jura bis ε, das hier z. T. dolomitisch entwickelt ist, gezeigt. Schon vor Bitz beginnen auf der Höhe der Alb die Dolinen, welche besonders in dem nach Winterlingen ziehenden Trockental in einer auffälligen Reihe die tiefste Einsenkung besetzt halten. Mehrere sind mit Lehm ausgefüllt. Bei Winterlingen und noch besser bei Harthausen tritt marines Miocän auf, zu dem man hier auch die Nagelfluhen, Anhäufungen runder Jura-Gerölle, zu rechnen hat. Das marine Tertiär erreicht hier die höchste Lage auf der Alb. Es ist ein Grobsand mit zahllosen abgeriebenen Muschelfragmenten, in welchem aber auch gut erhaltene Fossilien gesammelt werden können. Besonders ist *Melanopsis citharella* bemerkenswert, ferner *Nerita Laffoni* nnd andere, auch im Randengrobkalk vorkommende Formen. Diese Ablagerungen tragen, wie schon vor Jahren ausgeführt wurde, einen etwas jüngeren Charakter als die Erminger- und Dischinger Schichten. Der Donau zu gehen sie in mehr oder weniger brackische, den Kirchberger vergleichbare Schichten über, in denen neben *Paludina ferrata* und zahlreichen Haifischzähnen auch *Macrochelys mira* und Reste von Säugetieren gefunden wurden. Durch die Anreicherung mit Eisen und die Entwicklung kleiner schaliger Brauneisensteinkonkretionen schließen sich die Vorkommen von Neuhaus und von Jungnau im Lautertale petrographisch den Bohnerzen an, als welche sie auch meist bezeichnet werden, obwohl es sich nur um veränderte grobsandige Schichten handelt.

Das marine Tertiär von Harthausen ist einer deutlich erkennbaren Stufe des weißen Jura ε angelagert. Dazwischen schieben sich lokal noch Süßwasserkalke ein, stark zersetzt und rötlich gefärbt, welche QUENSTEDT zur Sylvanastufe rechnete. Brocken dieses Kalkes mit zahlreichen Steinkernen von *Helix* bilden den Abraum des kleinen Bruches bei Harthausen, jedoch scheint es sich um eine Anlagerung von marinem Tertiär an ältere Süßwasserkalke zu handeln. Darauf deuten die allerdings kaum bestimmbaren Formen der *Helix* und *Cyclostoma* hin, besonders aber die keulenförmigen Ausfüllungen von Bohrlöchern, welche mit diesen Steinkernen gefunden werden und offenbar im Süßwasserkalk steckten.

Der letzte Exkursionstag galt einem Besuche Nusplingens. Mit Wagen erreichte man von Ebingen bald die Höhe der Alb (der Hardt) und einen Ausblick über ihre sanft gewellte Oberfläche, wie er nicht schöner gedacht werden kann.

Im Affental senkt sich die Straße wieder herab zum Beeratal, reich an guten Aufschlüssen im unteren δ und in γ (mit zahlreichen Spongien). Für das untere δ ist das Vorkommen von *Oecotraustes dentatus* charakteristisch, etwas tiefer wird *Sutneria platynota* häufig. Im Beeratal und in der Umgebung Nusplingens konnten dann die Stufen β und α in fossilreicher Ausbildung und die ganz allmähliche Entwicklung der Schwammfazies studiert werden.

Der Aufstieg zum Plattenbruche zeigt an mehreren Stellen, daß die ζ-Platten sich tief am Gehänge herabsenken und dabei scharf an ε-Felsen abstoßen. Eine Breccienschicht schiebt sich meist zwischen ε und ζ ein. Im Bruche selbst ist außer Aptychen und Ammoniten nicht viel zu sammeln; die Bearbeitung des in den beiden großen schwäbischen Sammlungen angesammelten Materials, speziell der Fische, lehrte aber die genaue Übereinstimmung mit Solnhofen. Beide sind von gleichem Alter. Interessant ist die auffällige diskordante Schichtung, welche an der einen Wand des Bruches ausgezeichnet heraustritt. Nach einer Rast im Walde bei Nusplingen, wohin der Proviant zu Wagen befördert war, ging es rasch durch das Beeratal abwärts an den großen Kalktuffstufen vorbei, und schließlich nach Beuron, in den schönsten Teil des oberen Donautals, wo ein gemeinsames Essen zum letzten Male die Teilnehmer der Exkursion vereinte.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 10. **1905.**

Briefliche Mitteilungen.

29. Der Wellenkalk im nördlichen Harzvorlande.

Von Herrn L. Henkel.

Pforta, den 5. Oktober 1901.

Die Trias nördlich vom Harze ist bisher von den Geologen ziemlich stiefmütterlich behandelt worden. Zum Teil mag hieran der Mangel an guten Aufschlüssen die Schuld tragen, doch ist es damit nicht ganz so schlimm bestellt, wie man anscheinend vielfach annimmt, und es läßt sich immer noch manches Bemerkenswerte feststellen. Besonders der Untere Muschelkalk bietet dazu Gelegenheit.

Ein teilweise sehr schönes Profil bietet der Huy bei der Sargstedter Warte (Meßtischblatt Dardesheim). Von Halberstadt kommend, kreuzt man zunächst beim Dorfe Sargstedt einen Rücken, der durch das Herausragen des Trochitenkalks gebildet wird, dann die sanfte Lehne des Mittleren Muschelkalks und trifft dann am Beginn des Waldes anstehende Felsschichten. Es sind die bekannten „*Orbicularis*-Platten“ (die hier auch wirklich *Myophoria vulgaris* führen, was keineswegs immer der Fall ist). Weiter aufsteigend kommt man in immer jüngere Schichten, da das Einfallen 20 bis 25 Grad beträgt. Es folgen zunächst etwa 12 m Wellenkalk, dann, in einem Steinbruch aufgeschlossen, eine mächtige Schaumkalkmasse. Sie gliedert sich in zwei Bänke, von denen die obere 1,20 m, die untere aber an 5 m mächtig ist, und die durch eine Zwischenlage von plattigem und schiefrigem Kalk ($1\frac{1}{4}$ m) getrennt werden. Die Schaumkalkbänke enthalten Einlagerungen von dichtem Kalk mit Kriechröhren, auch zeigt ihr Gestein die gewöhnlichen Übergänge in feinporigen bis dichten Kalk, die Hauptmasse aber besteht aus dem allertypischsten weißen Schaumkalk, wie er in Thüringen der Zone χ eigen zu sein pflegt. Um diese handelt es sich hier aber nicht; das

beweist nicht blos das tiefe Niveau, sondern auch die Petrefaktenführung. Unsere Schaumkalkbänke führen nämlich *Terebratula vulgaris*, z. T. in Menge, so daß sie im Sonnenlicht von den Terebratelschalen glitzern. Sie sind also wohl als das Äquivalent des thüringischen Terebratulakalks anzusehen.[1] Von anderen Versteinerungen fand ich *Myophoria ovata* und *M. laevigata, Gervillia socialis, Dentalium torquatum, Euomphalus exiguus*, dagegen nicht die für die Zone ζ charakteristischen Fossile *Gervillia Goldfussii* Frantzen und *Myophoria orbicularis*.

Da, wo sich nordöstlich vom Wartturm der Weg den nördlichen Abhang hinabzusenken beginnt, befindet sich ein Steinbruch in einer 2 m mächtigen Bank von hellem Schaumkalk, die von 1¼ m Wellenkalk und darüber von einer etwa 2 m starken Lage von Gelbkalk überlagert wird. Man kann sie danach wohl der Oolithbank α gleichsetzen. Zwischen dem gelben Kalk und der vorhin beschriebenen oberen Schaumkalkzone ist leider kein ordentlicher Aufschluß vorhanden. Die dadurch der Beobachtung entzogene Schichtenreihe von etwa 18 m Mächtigkeit enthält aber noch eine mittlere Schaumkalkbank von ungefähr 2 m Stärke, die an verschiedenen Stellen herausragt, insbesondere wenige Schritte nördlich vom Wartturm über den Weg streicht. Sie liegt ungefähr 10 m über dem Gelbkalk — zu viel, um sie der Oolithbank β gleichsetzen zu können. Sie stellt also einen in Mitteldeutschland nicht vorhandenen Schaumkalkhorizont dar.

Der nach Nordost hinabführende Weg zeigt in vorzüglichem Aufschluß fast den ganzen unteren Wellenkalk in der gewöhnlichen Ausbildung: flasrige Kalkschiefer mit unbedeutenden härteren Bänkchen, im ganzen etwa 28 m. Es bleibt nur der unterste Teil unaufgeschlossen, es mögen 8 m sein. Nahe dem unteren Ende des Aufschlusses liegt ein 20 cm dickes Bänkchen von festem konglomeratischen Kalk, wie er in diesem Niveau häufig auftritt, 7 m höher eine 20 bis 30 cm starke Lage von dunkel-rostbraunem Oolith, der in seinem Kern stellenweise noch unverwittert und dann schwarzblau ist, andererseits öfters schaumig wird. Solche oolithischen Einlagerungen gerade im untersten

---

[1]) Allerdings hält nördlich vom Harz *Terebratula vulgaris* nicht mehr ausschließlich ein bestimmtes Niveau ein.

Bei Thale habe ich ein Bänkchen voller Terebrateln nahe der obern Grenze des Wellenkalks gefunden. Übrigens kommt *Terebratula vulgaris* vielleicht auch in Thüringen öfters unterhalb des τ Horizontes vor. Bei Burgwenden (Blatt Schillingstedt) fand ich z. B. in der Oolithbank β in ziemlicher Menge Terebrateln mit erhaltener Schale. Sie steckten alle so fest im Gestein, daß nicht sicher festzustellen war, ob es sich um *Terebratula Eckii* oder *T. vulgaris* handelte, die Größe paßte aber besser für letztere Art.

Wellenkalk kommen auch in Thüringen gelegentlich vor; so ist jetzt durch eine neue Straße von der Stadt Freiburg a. U. nach dem Schloß ein solches Bänkchen aufgeschlossen.

Eine erwünschte Ergänzung des Profils liefert eine ziemlich versteckte Stelle nahe der Wirtschaft „Zum Gambrinus“ (Blatt Schwanebeck).[1] Dort steht etwa 6 m über roten Röt-Mergeln eine Bank von gelbem dolomitischem Kalk an. Die so weit verbreitete gelbe Grenzschicht an der Basis des Wellenkalks ist also auch hier noch verhanden; die Myophoriaschichten dagegen können, wenn überhaupt, nur sehr schwach entwickelt sein.

Die übrigen, ziemlich zahlreichen Aufschlüsse des Huy erstrecken sich meist über zu wenig mächtige Schichtenfolgen, als daß sie für stratigraphische Vergleichungen sicheres Material liefern könnten. Bemerkenswert ihrer Ausdehnung wegen sind die Steinbrüche in der obersten Schaumkalkzone südlich von Huy-Neinstedt. Interesse bietet es auch, in dem Steinbruch an der Paulskopf-Warte (Blatt Schwanebeck) zu beobachten, wie sich über der dort abgebauten, 2 m starken Schaumkalkbank eine ganze Anzahl sehr dünner Schaumkalk-Linsen und -Bänkchen in den Wellenkalk einschaltet. Das Fehlen durchgehender Profile und die fast vollständige Gleichheit des Gesteins der Schaumkalkzonen macht es unmöglich, die einzelnen Vorkommnisse im Huy einer bestimmten Zone zuzuweisen, oder überhaupt festzustellen, ob die Zonen ein bestimmtes Niveau einhalten. Für die untere und obere möchte ich dies allerdings vermuten, für die mittlere aber erscheint es mir zweifelhaft.

In den Steinbrüchen von Gattersleben an der Südseite des Hackel sollen die Schaumkalklagen („Mehlstein“ ist auch hier der volkstümliche Ausdruck dafür) bedeutend mächtiger gewesen sein, als am Huy. Bestimmte Mächtigkeitsangaben waren aber leider nicht zu erlangen. Jetzt sind die Brüche ganz verschüttet und mit Kiefern bepflanzt; der einzige noch im Betrieb befindliche zeigt auch nur etwa 2 m Schaumkalk.

Am Nordwestende des Huy taucht der untere Muschelkalk unter jüngere Schichten hinab und wird erst wieder an der Asse sichtbar. Dort liegen bei Denkte die von E. Philippi[2]) beschriebenen Steinbrüche in Schaumkalk. Die Schaumkalkbänke, von denen die obere 0,80 m, die untere 2½ m mächtig sind, gehören nach meiner Auffassung der Zone des Terebratulakalkes an. 10 cm über der oberen und 20 cm über der untern Bank be-

[1]) Ich verdanke die Kenntnis dieses Punktes, sowie manche andern Fingerzeige meinem verehrten Kollegen Zech zu Halberstadt, dem ich hierfür auch an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche.

[2]) Diese Zeitschr. 1899.

findet sich jedesmal ein schaumiges Bänkchen, das ganz mit *Terebratula vulgaris* erfüllt ist.

In dem Profil von Ührde südlich von Schöppenstedt tritt nach Philippi „der Schaumkalk ganz zurück und wird anscheinend nur durch einige Lagen reineren Kalkes vertreten.“ Doch beruht diese Angabe auf einem Irrtum, der offenbar dadurch hervorgerufen ist, daß bei der Anlage des Wegs die Schaumkalkbänke herausgebrochen sind. Es gelang mir, in den drei entstandenen Rinnen noch das Vorhandensein typischen Schaumkalkes zu beobachten. Einige hundert Schritt nordwestlich liegen im Felde noch verfallene Steinbrüche, in denen diese Bänke abgebaut worden sind. Die unterste ist noch 2 m stark zu sehen.

Die oberste der Schaumkalkbänke liegt rund 10 m unter dem gelben erdigen Dolomit, mit dem Philippi den Mittleren Muschelkalk nach unten abschließen läßt. Der Angabe, darunter beginne der Wellenkalk „mit den bekannten Platten mit *Myophoria orbicularis*“, kann ich übrigens auch nicht beistimmen. Die echten Orbicularisschichten kommen erst über dem gelben Dolomit; hier bei Ührde sind sie auch gerade ziemlich reich an dem Leitfossil. (Natürlich bestreite ich aber nicht, daß auch unterhalb des Dolomits noch *Myophoria orbicularis* vorkommt, die ja auch in der Schaumkalkzone χ Mitteldeutschlands sehr häufig zu sein pflegt).

Weiter nach Westen hin sind am Harlyberge nur ganz unbedeutende Aufschlüsse vorhanden. Bei Salzgitter aber zeigt der Untere Muschelkalk bereits im wesentlichen die mitteldeutsche Entwicklung. Unter dem Bismarckturm dort sieht der Terebratulakalk schon wieder ganz gerade so aus wie bei Jena oder Kösen. Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Landesgeologen H. Schröder ist dort auch die Zone χ wieder entwickelt, wenn auch schwach.

Bei Goslar sind die früher betriebenen Steinbrüche im Wellenkalk ganz verschüttet und bewachsen. Dagegen steht beim Forsthaus Oker Schaumkalk an, der der Zone der Oolithbänke angehören dürfte.

Die Wellenkalkscholle bei Ilsenburg zeigt Steinbruchs-Aufschlüsse in etwas festeren Lagen, die aber wohl keinem der eigentlichen Leithorizonte angehören. Sie liegen im unteren Wellenkalk, wie aus einem Fund von *Beneckeia Buchii* folgt.

Nordwestlich von Wernigerode liegt beim Kalkofen am Ziegenberg ein ansehnlicher Aufschluß. Die Schichten sind dort so stark überkippt, daß sie mit 40° gegen Südwest einfallen. Man sieht dort folgendes Profil von SW nach NO:

Wellenkalk, 11 m
Schaumkalk, etwas rostfarbig 1,25 m
Wellenkalk, 0,80 m
Dickbankiger Gelbkalk, ungefähr 1,5 m.

In dem Schaumkalk fand sich *Myophoria curvirostris* v. Schloth., die in Thüringen einigermaßen leitend für die Oolithbank α ist. Dieser entspricht der Schaumkalk auch nach seiner Lage zu dem Gelbkalk.

Ein schönes Profil bietet der Steinbruch an der Warte auf dem Horstberg östlich von Wernigerode. Die Schichten des oberen Wellenkalkes, überkippt mit ungefähr 65° gegen Südwest einfallend, zeigen dort von Süd nach Nord das folgende Profil:

Profilskizze des Muschelkalks an der Horstbergwarte unweit Wernigerode.



A, B, C Schaumkalkbänke
G Gelbkalk
q Bänkchen mit *Terebratula vulgaris.*
mm Mittlerer Muschelkalk
mo_1 Trochitenkalk.

a) Schaumkalkbank, halbverschüttet; die obersten 2 m sind noch sichtbar. (A der Skizze)
b) Wellenkalk, 0,30 m
c) Dickbankiger gelber Kalk, $3^1/_2$ m (G)
d) Wellenkalk, 10 m
e) Schaumkalkbank, 3 bis $3^1/_2$ m (B) zahlreiche Versteinerungen (*Myophoria elegans, M. vulgaris, M. ovata, M. laevigata, Gervillia socialis, Pleurotomaria Albertiana, Chemnitzia oblita*)
f) Wellenkalk, 3 m
g) Schaumkalkbank, 1 m (C)
Terebratula vulgaris in Menge
h) Wellenkalk mit dünnen Petrefaktenbänkchen, 3 m
Zu oberst ein ganz dünnes Bänkchen voll *Terebratula vulgaris.*

Es folgen hiernach noch ungefähr 8 m Wellenkalk unaufgeschlossen, die aber sicher keine Schaumkalkbank mehr enthalten, da diese gewiß durch die magere Grasnarbe durchragen oder doch wenigstens Brocken liefern würde, was nicht der Fall ist. In dem obigen Profil dürfte a) der Bank α, g) dem Terebratulakalk entsprechen, e) vielleicht der mittleren Schaumkalklage vom Huy.

Die Fortsetzung des Muschelkalkzuges nach Südosten zeigt zwar oft an den grasigen Hängen heraustretende Felsrippen, aber Verwitterung und Böschungsdruck haben das Ausgehende der Schichten so zerrüttet, daß man zu keiner sichern Beobachtung gelangen kann. Nur kann man mehrfach feststellen, daß Schaumkalkeinlagerungen in Linsenform auftreten.

Ein großer Aufschluß bei Kloster Michaelstein, östlich vom Gasthof Waldmühle, beim Kilometerstein 11,7, zeigt nur unteren Wellenkalk ohne bemerkenswertere Horizonte.

Jenseits Blankenburg trifft man dann zwei ausgedehnte Steinbrüche am Kalkofen von Kattstedt. Der untere (südwestliche) entblößt ungefähr 14 m des unteren Wellenkalks. Dann bleibt bis zum obern Bruch eine Lücke im Aufschluß, die ungefähr einer Schichtenfolge von 12 m entspricht. Hier zeigen auf dem Felde zahllose Brocken das Anstehn des Gelbkalks an. Der obere Steinbruch liefert dann das folgende Profil von SW nach NO:

a) Wellenkalk, oben platttig, $2^1/_2$ m.
b) Schaumkalk 0,30 m.
c) Wellenkalk, zu oberst plattig, 3,80 m.
d) Schaumkalk mit *Terebratula vulgaris*, 1,30 m.
e) Wellenkalk, 2 m.

b und d dürften den Schichten e und g vom Horstberg entsprechen.

Ein Steinbruch weiter östlich, an der gegenüberliegenden Seite des Tals, ergänzt diesen Aufschluß, indem er die unterste Schaumkalkbank bloßlegt. Man sieht von Südwest nach Nordost (hier wie im vorigen Profil sind die Schichten überkippt):

a) Wellenkalk, ca. 4 m.
b) Schaumkalk (vermutlich α), 2 m.
c) Wellenkalk, 0,20 m.
d) Papierdünne Mergelschiefer, 0,40 m.
e) Gelbkalk, 3,60 m.
f) Wellenkalk, 3 m.

Weiterhin finden sich bei Timmenrode ausgedehnte Aufschlüsse im unteren Wellenkalk, die stratigraphisch wenig Interessantes zeigen, dann aber am Eingang von Thale ein großer Steinbruch, in dem ein großer Teil des obern Wellenkalks und

des Mittleren Muschelkalks vorzüglich entblößt ist. Die Schichten sind hier nicht mehr überkippt und fallen mit etwa 65° nach Nordost.

Ich beobachtete folgendes Profil von SW nach NO:

a) Wellenkalk, 1 m.
b) Schaumkalk, 1,70 m.
c) Wellenkalk, wulstig, 1,50 m.
d) Schaumkalk, 0,50 m.
e) Wellenkalk, dünnschichtig, 1,30 m.
f) Schaumkalk, 1,10 m.
g) Wellenkalk, 7 3/4 m. Drei kleine Bänkchen im untern Teile führen *Gervillia subglobosa* und undeutliche Gastropoden.
d) Dünnes Bänkchen ganz voll von *Terebratula vulgaris*.
e) Wellenkalk, 4 1/2 m.
f) Kompakter erdiger hellgelber Dolomit, 3 m.
g) Dunkle, dünnschiefrige Mergel.
h) Ebenflächige Schiefer und Platten (Mittlerer Muschelkalk).

Die Schichtenreihe von b bis f halte ich für den Terebratulakalk. Daß ich das Leitfossil nicht fand, hat vielleicht nur seinen Grund darin, daß die Örtlichkeit der Untersuchung auf Petrefaktenführung sehr ungünstig war; f und g würden den „Orbicularisschichten“ entsprechen. Ich möchte aber dabei bemerken, daß ich es aus äußern und innern Gründen für richtiger halte, diese Schichten zum Mittleren Muschelkalk zu ziehen[1], als zum Unteren. Denn erstens lassen sie sich fast immer nach unten sehr gut, nach oben sehr schlecht abgrenzen, zweitens aber gehören sie offenbar schon derselben Bildungsperiode an, wie der Mittlere Muschelkalk, nämlich der Zeit der Versalzung des Muschelkalkmeeres, die zuerst die ganze Tierwelt bis auf *Myophoria orbicularis* tötete und dann auch noch diese selber, die anfänglich wahrscheinlich in dem salzigen Wasser besonders gut gedieh und doppelt so groß wurde, wie in dem Meere, aus dem sich der Schaumkalk absetzte. Neben *Myophoria orbicularis* haben übrigens ganz vereinzelt auch noch kleine Myaciten in dem versalzenden Meeresteile gelebt, wie einige Funde aus der Kösener und Würzburger Gegend beweisen.

Die nächsten größeren Aufschlüsse finden sich bei Aschersleben und vermitteln sehr gut den Übergang zu der thüringischen Entwickelungsweise. In den Steinbrüchen südwestlich der Stadt sieht man nämlich eine Schaumkalkbank von 25 cm Dicke, die zweifellos der Zone χ angehört; denn sie liegt ganz nahe unter

[1]) Wie es v. KOENEN bereits vor längerer Zeit vorgeschlagen hat.

unzweifelhaftem Mittlerem Muschelkalk und führt *Myophoria orbicularis* und *Gervillia Goldfussii;* unter ihr sind 8 m Wellenkalk aufgeschlossen.

Große Steinbrüche bei Quenstedt südlich von Aschersleben schließen den unteren Teil des Oberen Wellenkalks auf. Die Schichten fallen unter 45^0 nach NO.

Man kann aus den verschiedenen Steinbrüchen das folgende Profil von oben (NO) nach unten (SW) zusammenstellen:

a) Wellenkalk, 4 m.
b) Schaumkalk mit *Terebratula vulgaris,* 1 m.
c) Wellenkalk, 2 m.
d) Schaumkalk, 2 m, den Kamm des Höhenzugs bildend.
e) Wellenkalk, ungefähr 12 m.
f) Schaumkalk, mit einer schiefrigen Einlagerung von 10 bis 40 cm Stärke, 1,5 m.
g) Schiefer und Platten, darin eine gelbe Lage von wechselnder Mächtigkeit, 6 bis 7 m.
h) Schaumkalkbank, mit einer schiefrigen Einlagerung, 1,40 m.
i) Wellenkalk· 7,5 m.
k) Wellenkalk mit mehreren schaumigen Einlagerungen, die bis $^1/_2$ m mächtig werden, 4 m.
l) Wellenkalk, 3 m.

h und f sind offenbar als α und β, d und b als τ anzusehen. Bemerkenswert ist dann das Auftreten schaumiger Schichten unterhalb von α, das aber nicht unerhört ist, z. B. auch unter der Sachsenburg an der Unstrut auftritt.

Auch an der unteren Saale zeigt der Wellenkalk die thüringische Fazies. In dem Steinbruch der Cementfabrik bei Nienburg a. d. Saale ist χ sehr ansehnlich entwickelt, desgleichen α und β in den großen Steinbrüchen nordwestlich davon. Von Bernburg ist α seit langem bekannt.

Als Ergebnis meiner Untersuchungen läßt sich folgendes aufstellen:

Abgesehen vom äußersten Westen und Osten zeigt der Wellenkalk des nördlichen Harzvorlandes eine von der mitteldeutschen ziemlich wesentlich abweichende Entwickelung. Er läßt sich in drei Abteilungen gliedern:

1) Eine untere, im allgemeinen schaumkalkfreie, 30 bis 40 m:
2) eine mittlere, schaumkalkführende, 20 bis 30 m;
3) eine obere, schaumkalkfreie, 10 bis 12 m.

Die mittlere Abteilung enthält nahe der unteren Grenze eine Bank Gelbkalk und ferner drei Schaumkalkzonen, die sich

in der Gesteinsbeschaffenheit kaum unterscheiden. Von diesen dürfte die untere der Bank α, die obere dem Terebratulakalk entsprechen, während die mittlere sich mit keinem der mitteldeutschen Leithorizonte in Parallele setzen läßt, vielleicht auch überhaupt keine konstante Schicht darstellt. Ein Analogon der Bank β scheint zu fehlen. Die Schaumkalkzone χ, die in Thüringen und Franken für den Schaumkalk schlechthin gilt, fehlt gänzlich.[1] Hierin schließt sich der subhercynische Wellenkalk an den von Rüdersdorf an, bei dem ebenfalls im Gegensatz zum thüringischen gerade zu oberst der Schaumkalk zurücktritt.

---

30. Über Fährten und Reste von Wirbeltieren im Buntsandstein des nördlichen Baden.

Von Herrn Wilhelm Spitz.

Hierzu 3 Textfig.

Heidelberg, den 10. Oktober 1905.

Bei der noch immer bestehenden Meinungsverschiedenheit über die Bildungsweise des Buntsandsteins macht sich seine Armut an Organismenresten recht unangenehm bemerkbar. Da solche am ehesten einen sichern Schluß auf die Verhältnisse gestatten, unter denen er abgelagert wurde, ist auch die geringste Spur einer Fauna bemerkenswert. Es sei mir daher gestattet, über einen wohl neuen Typus von Wirbeltierfährten und einige andere Spuren aus dem Buntsandstein des nördlichen Baden eine kurze vorläufige Mitteilung zu machen.

Neben wenigstens viererlei verschiedenen Fährtenformen mehrzehiger Wirbeltiere finden sich in den Plattensandsteinen des Röt („so_1“ der badischen geologischen Karten), besonders häufig bei Durlach, die in drei Exemplaren abgebildeten Spuren. Es sind die aus dem hangenden Sandstein bestehenden Ausgüsse der in den liegenden Tonbänken verursachten Fährteneindrücke. Aus der Sandsteinplatte steigen (Fig. 1) sanft ohne scharf erkennbaren Anfang längliche Erhebungen auf, die an der einen Längsseite schwach und allmählich, an der andern steil abfallen,

[1]) Mancherlei Konfusion in der geologischen Literatur ist dadurch hervorgerufen worden, daß die im petrographischen Sinne gemeinte Bezeichnung „Schaumkalk“ hinterher im stratigraphischen Sinne verstanden wurde, oder umgekehrt. Im stratigraphischen Sinne sollte man das Wort „Schaumkalk“ ohne nähere Bezeichnung nicht gebrauchen.

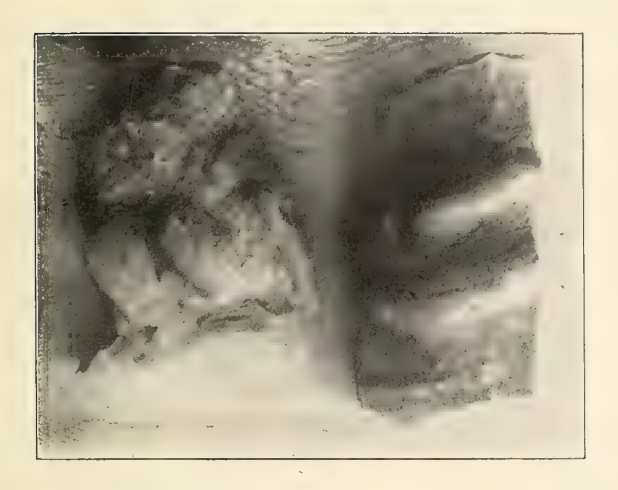


Fig. 1 ca. $^2/_9$ d. nat. Gr.

Fig. 2 ca. $^2/_9$ d. nat. Gr.

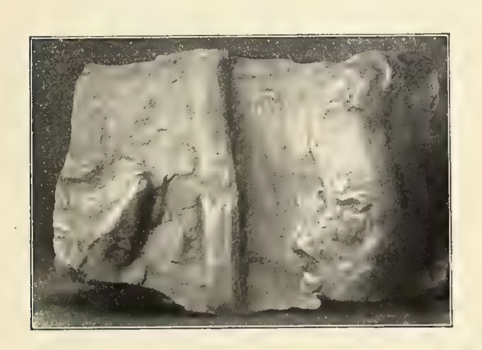


Fig. 3
ca. $^2/_9$ d. nat. Gr.

Platte Fig. 1 aus Plattensandstein d. Steinbruchs nördl. des Ausganges des Tiefenbachtales bei Aue.

Fig. 2 und 3 aus Plattensandstein. Steinbruch bei Durlach am Hohlweg nach Hohenwettersbach.

J. F. Starcke, Berlin W.


BRITISH MUSEUM
G
D.
NATURAL HISTORY

ja dort oft überhängen. Die Stirnseite ist gerundet, neigt sich ebenfalls rasch zur Fläche der Platte oder hängt deutlich über und läßt sich von der steilen Längsseite nicht scharf abgrenzen. In der Längsrichtung verlaufen auf den Fährtenausgüssen meist deutliche flache Streifen. Diese wenden sich kurz hinter dem Stirnrand und ziehen, ihm annähernd parallel, nach der flach abfallenden äußern Seite zu. (In Fig. 2 u. 3 erkennbar.) „Nach außen“ kann man diese Richtung bezeichnen, inbezug auf eine häufig auftretende Leiste (Fig. 2 u. 3), die als Ausguß der Spur des nachgeschleppten Schwanzes des die Fährte erzeugenden Tieres zu deuten ist. Auch sie zeigt gelegentlich eine deutliche Längsstreifung (Fig. 3)[1]. Häufig treten zwei der beschriebenen Einzelfährten parallel gelagert und derart nebeneinander liegend (Fig. 2) oder sich teilweise deckend (Fig. 1) auf, daß sie nicht von verschiedenen Phalangen einer Extremität herrühren können. Sie müssen als Spuren der Enden zweier verschiedener Extremitäten angesehen werden, die jeweils als mechanische Einheiten wirkten. Jedenfalls haben Vorder- und Hinterextremität der gleichen Seite den Boden gern ungefähr an derselben Stelle berührt. Die Unterschiede der in ihren Extremen ziemlich unähnlichen Einzelfährten könnten möglicherweise in Verschiedenheiten des Bodens und in der Gangart der Tiere ihren Grund haben. Hauptsächlich wird die Deutung der Spuren dadurch erschwert, daß das Gestein ziemlich stark von Sprüngen durchsetzt ist, weshalb noch keine zusammenhängenden Fährtenreihen gesammelt werden konnten.[2] Bis jetzt sind mir solche Fährten aus dem Gebiet bei Pforzheim, der Durlacher und Heidelberger Gegend, und aus dem Taubertal bekannt. Ungefähr 32 Stücke befinden sich im stratigraphisch-paläontologischen Institut zu Heidelberg. Außerdem kenne ich ähnliche, aber doch durch bestimmte Merkmale unterscheidbare Spuren aus dem obern Pseudomorphosensandstein bei Neckarsteinach und, wie schon kurz erwähnt, wenigstens vier verschiedene Typen mehrzehiger Fährten aus der Region der Chirotherienbank von Durlach. „Kleine semmelförmige Fährten (?)“ sind von Andreae bei Schönau im Odenwald gefunden worden[3]; und Platz erwähnt aus der Chirotherienbank von Wertheim vogelfußähnliche Fährten, die aber nicht mehr aufzufinden waren.[4]

---

[1]) Die in Fig. 1 am rechten Rande bemerkbare Leiste gehört jedenfalls nicht zu den beiden Fußstapfenausgüssen.

[2]) Ob die kleine Spur, in Fig. 3, links von der Leiste zu der Fährte rechts in Beziehung steht, ist nicht sicher.

[3]) Mitteil. gr. Bad. geol. L.-A. 1893 **2**. S. 353.

[4]) Triasbildungen des Tauberthals. Verhandl. Naturwiss. Ver. Karlsruhe **3**. S. 64.

Auch Knochen sind aus der Heidelberger Gegend bekannt. Einen Abdruck der Panzerplatte eines Labyrinthodonten aus der Grenzregion des mittleren und oberen Buntsandsteins vom Geisberg bei Heidelberg zitiert ANDREAE[1]. BENECKE und COHEN[2] erwähnen aus der marinen Myophorienbank vom Schreckhof Ganoidschuppen und einen *Saurichthys*-Zahn und aus Sandsteinbänken ebendaher[3] ein Fragment eines Labyrinthodontenschädels. Von Nußloch kennen sie Knochen und Schädelbruchstücke wohl von derselben Stelle, von der ANDREAE[4] eine durch Schrumpfung entstandene „Pseudobreccienbank“ erwähnt, deren Risse von dolomitischem Kalk erfüllt seien. Herr Dr. PHILIPP, damals in Heidelberg, fand an dieser Stelle außer einer erheblichen Zahl unbestimmbarer großer Knochenbruchstücke ein Stück mit eigentümlich grubiger Skulptur, wie sie die Schädelknochen und Kehlbrustplatten der großen Labyrinthodonten der Trias gewöhnlich zeigen. Es gelang mir, in der Durlacher Gegend ein als Abdruck erhaltenes ähnliches Fragment zu sammeln. Außerdem fand ich viele kleine Stücke großer Knochen in dem Pseudomorphosensandstein von Neckarsteinach, dem oberen Geröllhorizont von Durlach, den Plattensandsteinen ebendaher[5] und von Grünwettersbach, und in einer eigentümlich brecciös aussehenden Bank nicht tief unter den Röttonen in der ganzen Umgebung von Durlach. All diese Knochenstücke zeigen, mit Ausnahme derer von Nußloch, mehr oder weniger deutlich die hellblaue Farbe des der Atmosphäre ausgesetzten Vivianites.

In der Absicht, die Spuren und Reste von Wirbeltieren in unserm Buntsandstein weiter zu verfolgen, gebe ich diese kurze Nachricht mit der Bitte, ähnliche Vorkommnisse aus der in Betracht kommenden Gegend mir zum Vergleich zu überlassen, oder mich auf ähnliches Material hinzuweisen.

---

[1]) a. a. o. S. 352. Original im mineral. geolog. Institut d. Univ. Heidelberg.

[2]) Geognostische Beschreibung der Umgebung von Heidelberg. 1879. S. 333.

[3]) Der betreffende Fundort kann nur annähernd in der Region der Chirotherienbank liegen.

[4]) Erläuterung zu Blatt Heidelberg der Bad. geol. Landesaufnahme S. 34 u. Mitteil. Bad. geol. L.-A. 1893 **2**. S. 349.

[5]) An einer dieser Stellen fand SANDBERGER (Verhandl. Naturwiss. Ver. Karlsruhe **1**, 1864, S. 22) Bruchstücke einer *Estheria* (*Germari* BEYR.?) in den obersten Röttonen. Ich selbst habe, wohl von derselben *Estheria*, eine größere Anzahl guter Abdrücke in einer etwas sandigeren Zwischenlage der Röttone eines Steinbruchs in den Kochsäckern bei Durlach gesammelt.

31. Bemerkungen über die holsteinische Glaciallandschaft.

Von Herrn W. Wolff.

Berlin, den 20. Oktober 1905.

Hierzu 3 Textfig.

1. Drumlins. Südöstlich von Oldesloe kommen im Bereich der Feldmarken Rethwischfeld und Rethwischdorf (vgl. Meßtischblatt Eichede) zahlreiche, von ONO nach WSW streichende, elliptische Hügel vor, die im wesentlichen aus einem sehr frischen, wenig verlehmten Geschiebemergel bestehen, hie und da aber auch kleine Sandein- und auflagerungen zeigen. Die Aufschlüsse reichen nicht hin, um zu entscheiden, ob die Hügel Aufwölbungen der Grundmoräne oder einfache Aufschüttungen sind. Bisweilen reihen sie sich zu ziemlich steilen, wallartigen Rücken aneinander, z. B. bei Rethwischmühle. Zwischen ihnen liegen bald schmälere, bald breitere und dann meist vertorfte Einsenkungen, sowie einige Teiche. Die Höhe der Hügel schwankt zwischen 5—20 m, ihre Länge zwischen 150—600, ihre Breite zwischen 100—120 m. Nach ihrer Form, ihrem scharenweisen Auftreten und ihrer allgemeinen Streichrichtung rechtwinklig zu der hypothetischen Eisgrenze halte ich sie für Drumlins. Ihre Entstehung hängt jedenfalls mit dem Rückgang der letzten Vergletscherung aus jener Gegend zusammen, und, da sie nicht von Sandfeldern umgeben sind, nehme ich an, daß sie nicht etwa durch Schmelzgewässer aus der verlassenen Grundmoräne herausmodelliert, sondern, wie schon bemerkt, durch Druck oder Aufschüttung gebildet sind.

Ohne Zweifel haben solche Bildungen in Holstein und Schleswig weitere Verbreitung, wie das auch die topographischen Karten erkennen lassen. Doch beschränke ich mich hier auf die Beschreibung der selbst gesehenen.

Herr Struck[1]) hat in seiner verdienstlichen Arbeit über den Baltischen Höhenrücken in Holstein durch diese Drumlinlandschaft zwei Endmoränenstaffeln gelegt. Für die westliche dieser beiden Endmoränen, ein Teilstück seiner „Nehmsbergstaffel", nimmt er seiner Karte zufolge u. a. einige Drumlins bei Rethwischhof und Rethwischhöhe in Anspruch. In die östliche, die Warderseestaffel, würden drumlinartige Hügel östlich von Frauenholz einzubeziehen sein; da er indes diese Staffel dort als hypothetisch bezeichnet, fällt sie hier nicht in Betracht. Was hin-

[1]) Mitteil. Geogr. Ges. Lübeck 1904.

gegen die Nehmsbergstaffel in diesem Landstrich betrifft, so vermag ich mich Herrn STRUCKS Auffassung, daß es sich um echte Endmoränenbildungen handelt, nicht anzuschließen. Herr STRUCK fußt auf einer etwas umfassenderen Begrenzung des Begriffs Endmoräne, als meist üblich ist, indem er die „Grundmoränenlandschaft" der norddeutschen Geologen darin einbezieht. Für diese Auffassung lassen sich ohne Zweifel gewichtige Gründe beibringen. Nur ist es dann meines Erachtens mißlich, ja unmöglich, die Grundmoränen-Landschaft doch wieder in ganz bestimmte, schmale und langestreckte Staffeln zu zerlegen, die durch successive Eisrandlagen geschaffen sein sollen. In der obenerwähnten Drumlinlandschaft deutet die Gesamtheit der Einzelformen darauf hin, daß ihrem Aufbau eine ungestört wirkende gesetzmäßige Ursache zugrunde gelegen hat, und daß somit der Versuch, sie in zeitlich verschiedene, selbständige Zonen aufzulösen, einen willkürlichen Schnitt durch eine natürliche genetische Einheit bedeuten würde. Auch fehlen in dieser Gegend Merkmale dafür, daß der Eisrand längere Zeit an derselben Stelle verharrt habe. Sind die Drumlins unter dem Eise durch Grundmoränenablagerung und nachfolgende parallel gerichtete Pressungen gebildet, so beweist das nur, daß das Eis selbst längere Zeit auf diesem Boden lag; sein Rand konnte weit entfernt und in beständiger Bewegung sein. Sind sie aber durch Zusammenrutschen aufstauenden Moränenbreies aus dem weichenden Eise entstanden, so spricht ihre Form gerade dafür, daß das Eis außerordentlich gleichmäßig und ohne Pausen über die ganze Fläche zurückging. Wenn man in Schleswig-Holstein bestimmte Endmoränenzüge als Zeugen bestimmter Eisrandlagen verfolgt, so muß man meines Erachtens sich im wesentlichen an die altbewährten Merkmale halten, die Herr GOTTSCHE[1]) in seiner grundlegenden Studie angeführt hat, nämlich die Blockpackungen, reihenförmigen Kieshügel und Grenzwälle der Heidesand-Landschaften. Allerdings kommen auch Grundmoränenhügel nicht selten in der Endmoräne vor; wo sie sich aber als geschlossene Scharen von Drumlins darstellen, deren Richtung rechtwinklig zum Verlauf des Eisrandes streicht, und wo Kieshügel, Blockpackungen und Vorsande vollkommen fehlen, da muß man die Gegend als Sonderform der Grundmoränenlandschaft[2]) betrachten. Die wirkliche Endmoräne bildet sowohl bei Oldesloe wie in dem von KEILHACK zuerst beschriebenen großen pommerschen Drumlingebiet den äußeren Saum dieser Landschaft, und beide

[1]) Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig Holsteins. Mitteil. d. Geogr. Ges. Hamburg. **13**. 1897.

[2]) Im Sinne von F. WAHNSCHAFFE, Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901.





Fig. 1. Wallberge im Tal bei Vierbergen, S. von Ahrensburg (Holstein).



Fig. 2. Kamm eines Wallberges. Links unten Torfstich.



W. Wolff phot.

Fig. 3. Kiesgrube in einem Wallberg bei Meiendorf.

J. F. Starcke, Berlin W.

lassen sich im großen und ganzen deutlich von einander scheiden.

2. Wallberge (Åsar). In einem durch mehrere Abbildungen erläuterten Aufsatz hat Herr Bärtling [1]) den schön entwickelten Neuenkirchener Ås an der Grenze von Holstein und Mecklenburg beschrieben. Dies Vorkommen erweckte die Vermutung, daß ähnliche Gebilde auch im mittleren Holstein zu finden sein müßten. In der Tat ergab die Spezialaufnahme der Gegend von Ahrensburg (NO von Hamburg), daß ein zwar äußerst lückenhafter, in seinen wenigen Fragmenten aber sehr charakteristischer Ås in der von Ahrensburg nach Alt Rahlstedt das Diluvialplateau durchziehenden Talung auftritt, und andere Åsar — ich möchte den von Herrn Struck zu erwartenden Mitteilungen nicht vorgreifen — werden aus nördlicheren, geologisch gleichwertigen Gegenden noch bekannt werden. Der Ahrensburger Ås besteht aus mehreren isolierten Wallbergen, die über eine Strecke von ca. 8 km verteilt sind, sich hie und da an das Talgehänge anlehnen, nirgends aber wie der Neuenkirchener und die uckermärkischen Åsar Anteile des Diluvialplateaus überschreiten. Die sichtbare Höhe der Wallberge beträgt etwa 2—5 m, wozu noch mindestens 2—3 m hinzukommen, da die Talsohle mit mächtigen Torflagern bedeckt ist; ihre Breite ist sehr gering, ihr Grundriß zeigt flußartige Windungen. Das Material, aus dem sie bestehen, ist grober Sand, Kies und dichtgepacktes Geröll in deutlichen Schichten. An einigen Stellen (bei Meiendorf) sieht man auch geringe Massen von Geschiebemergel dem Kies an- oder aufgedrückt.

Von besonderem Interesse ist die Stellung dieser Wallberge zu der südlich von Ahrensburg gelegenen „südlichen Hauptmoräne“, von der Herr Struck [2]) eine durch zahlreiche Abbildungen erläuterte Beschreibung veröffentlicht hat. Die Moräne bildet einen flachen, nach N offenen Bogen, und das Tal, welches die Wallberge beherbergt, verläuft anfangs von O nach W unmittelbar hinter der Endmoräne, um diese dann an einer flachen Stelle mit rechtwinkliger Wendung gegen S zu durchbrechen. Die ersten Wallberge, die also im Rücken der Endmoräne (bei Vierbergen) auftreten, haben einen so komplizierten Grundriß und schieben sich z. T. so zusammenhanglos aneinander vorbei, daß es schwer ist, sie als Aufschüttungen in einem und demselben Eiskanal zu betrachten. Es hat vielmehr den Anschein, als wenn entweder der Kanal sich mehrfach verzweigt oder seine Mündung sich innerhalb der Talbreite fortwährend verschoben hätte; letztere Annahme würde indeß nur den gewundenen Verlauf eines Wallberges erklären

[1]) Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1905, H. 1.
[2]) Mitteil. Geogr. Ges. Lübeck, H. 16, 1902.

können, nicht das Nebeneinandergehen zweier Aufschüttungen. Denn sobald etwa die Gletscherbewegung die Kanalmündung von einer nördlichen Stelle nach einer südlicheren verdrängte, mußten zugleich die an der nördlichen Stelle entstandenen Aufschüttungen nivelliert werden. Nimmt man aber an, daß die merkwürdigen Kieswälle in einer einheitlichen, mehrfach anastomosierenden Eisröhre entstanden, so würde daraus folgen, daß diese parallel der Endmoräne verlaufende Röhre von dem Zeitpunkte der Wallberg-Aufschüttung bis zum Schmelzen des Eises unverschoben blieb. Nun bilden die Wallberge von Vierbergen nur wenige hundert Meter weit einen geschlossenen Zug; weiterhin sind bis zur Durchbruchsstelle des Tales durch die vorliegende Moräne und außerhalb dieser Moräne nach Südwesten zu nur kleine Fragmente vorhanden, und es entsteht die Frage, ob alle diese Einzelwälle jemals einen zusammenhängenden Ås gebildet haben, also gleichzeitig in dem Kanal gebildet sind, oder ob sie beim Rückgang des Eises in der Nähe der Kanalmündung jeweils aufgeschüttet wurden, wenn das durchströmende Wasser einmal besonders viel Sediment mitbrachte. Leider ist, wie schon erwähnt, das Tal von mächtigen Torfbildungen erfüllt, sodaß man nicht sieht, ob an seinem Grunde etwa Reste von erodierten Åsrücken vorhanden sind, welche die wenigen hervorragenden Wallberge in Zusammenhang brächten. Es wäre von größter Wichtigkeit, zu wissen, ob in der Tat ein einheitlicher, rechtwinklig die Moräne durchbrechender Ås bestanden hat, der somit die ganze mächtige Moränenaufschüttung und die ganze damit verbundene Eisbewegung überdauert hätte, denn es würde daraus folgen, daß diese Moräne nur eine ganz kurze Phase des Gletscherrückzuges kennzeichnet. Es ist auffallend, daß in dieser ganzen Gegend kein „Sandr“ vor der Moräne entwickelt ist, was ebenfalls auf sehr rasche Ausschüttung deutet.

Mit Sicherheit geht aus dem Verhältnis von Ås und Endmoräne hervor, daß die Glaciallandschaft im Süden der Moräne derselben Vereisung angehört wie diejenige im Norden derselben. Die Untersuchungen des Herrn Dr. Harbort in diesem Gebiet haben im Einklang mit unserer Auffassung erwiesen, daß der Geschiebemergel der nördlichen Grundmoränenlandschaft unter der Endmoräne hindurch mit demjenigen der südlichen Grundmoränenlandschaft in Verbindung tritt. Dieser letztere läßt sich von hier aus bis nach Hamburg-Altona verfolgen und schneidet mit dem Erosionsrand des hohen nördlichen Elbufers ab. Er bedeckt vor der Endmoräne die marinen Interglacialschichten von Hummelsbüttel, Farmsen und Hinschenfelde, die nach ihrer Lagerung, ihrem inneren Aufbau und ihrem faunistischen Charakter einer-

seits mit dem Interglacial von Ütersen — Schulau[1]), andrerseits mit dem von MÜLLER[2]) als Präglacial, von GOTTSCHE[3]) jedoch bereits als Interglacial (J. I) angesprochenen brackischen Diluvium von Lauenburg sowie von Boizenburg und Bleckede zu parallelisieren sein dürften. Hinter der Endmoräne bedeckt der jüngste Geschiebemergel das offenbar dem eben erwähnten gleichaltrige Interglacial von Oldesloe[4]), Fahrenkrug und Tarbeck[5]). Durch die Arbeiten von MONKE[6]), KOERT und SCHUCHT ist festgestellt, daß das Elbtal keineswegs die Südgrenze der letzten Vereisung war, sondern daß dieselbe auch in der Lüneburger Heide noch ihre Ablagerungen hinterlassen hat, unter denen die dortigen lakustren Interglacialschichten von Ülzen, Oberohe u. s. w. lagern. Legen wir den Abstand, bis zu welchem in der Mark die letzte Vereisung von den uckermärkischen Endmoränen südwärts mit Sicherheit verfolgt ist, an die Ahrensburger Endmoräne, so erreichen wir das Wesertal. Allerdings haben die zahlreichen Bohrungen in der Bremer Gegend bisher keine sicheren Interglacialschichten nachgewiesen, und die Aufschlüsse bei Honerdingen und Nedden Averbergen (b. Verden) schließen nicht jeden Zweifel an dem interglacialen Alter der dortigen Süßwassermergel aus. Immerhin sind aber auch in der Bremer Gegend an einzelnen Stellen noch zwei auf weite Erstreckung von einander getrennte Geschiebemergel erbohrt (Brunnenbohrungen in Achim, Baden, Etelsen). Ja selbst in Ostfriesland kommt dies noch gelegentlich vor. So traf eine Bohrung in Aurich unter mächtigem oberen Geschiebemergel, sowie mächtigen geschichteten Sedimenten in dessen Liegendem, einen zweiten Geschiebemergel und nordische Kiese (u. a. Rhombenporphyr führend), die ihrerseits auf einheimischen Diluvialkies lagerten. Wenn wir uns dazu vergegenwärtigen, daß noch in Holland baltische Geschiebe verbreitet sind, und daß eine der beiden Vereisungen sogar die englische Ostküste erreichte, daß also das Eis offenbar eine stärkere Tendenz zur Ausbreitung nach Westen als nach Süden

---

[1]) SCHRÖDER und STOLLER im Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. L.-A. für 1905, H. 1.

[2]) Ebenda 1897; KEILHACK ebenda 1899.

[3]) Der Untergrund Hamburgs. Hamburg, 1901.

[4]) FRIEDRICH in Mitteil. Geogr. Ges. Lübeck. H. 16, 1902. (Nachtrag währ. d. Druckes): Die Schichtproben aus zwei von den neuen städtischen Wasserbohrungen „in den Ritzen“ südwestl. von Oldesloe, welche Herr Dr. SONDER mir freundlichst übermittelt hat, zeigen auch hier in 22 bezw. 25.8 m Tiefe die von FRIEDRICH beschriebenen humosen Interglacialschichten.

[5]) GOTTSCHE, Endmoränen und marines Diluvium. — GAGEL, Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1901, H. 2.

[6]) Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1902, H. 4.

hatte, so ist es sehr wohl denkbar, daß dieselbe junge Vereisung, die wir soeben in Holstein über Strucks „südliche Hauptmoräne“ hinaus verfolgt haben, identisch sein könnte mit derjenigen, von welcher die glaciale Oberfläche Oldenburgs und Ostfrieslands geschaffen wurde.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 11. **1905.**

11. Protokoll der November-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 1. November 1905.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende hielt vor den in großer Zahl erschienenen Mitgliedern der Gesellschaft und geladenen Gästen nachstehende Gedächtnisrede auf FERDINAND FREIHERRN VON RICHTHOFEN.

Hochgeehrte Gäste, werte Mitglieder der Deutschen geologischen Gesellschaft!

Während der Tagung des deutschen Kolonial-Kongresses in Berlin kam den vielen anwesenden Freunden und Schülern FERDINANDS VON RICHTHOFEN plötzlich und unerwartet die erschütternde Kunde, daß dieser große Gelehrte am 6. Oktober abends aus dem Leben geschieden sei.

Erst vor wenigen Wochen war er, anscheinend neu gestärkt für die Winterarbeit, aus den Alpen heimgekehrt, wo er zuletzt an der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Luzern teilgenommen hatte, voll regen Interesses an den neuen Ergebnissen der tektonischen Untersuchungen ALBERT HEIMS und seiner Schüler im Gebiete der St. Gallener und Glarner Alpen. All' die Gelehrten, die dort mit ihm in nähere Berührung gekommen waren, hatten sich über die geistige Frische und wohltuende Heiterkeit dieses seltenen Mannes gefreut. Niemand konnte ahnen, daß ihm der Todesengel sobald nahen, daß dieser Stern der Wissenschaft sobald erlöschen würde.

Tief betrübt haben wir ihn am 10. Oktober zu seiner letzten Ruhestätte auf dem Alten Matthäikirchhofe geleitet, und die Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, deren Vorsitzender er gewesen ist, hat zu seinem ehrenden Andenken am vergangenen Sonntage eine Gedächtnisfeier veranstaltet, bei der in erster Linie seine hervorragenden Verdienste um die Geographie, um die Gesellschaft für Erdkunde und als Universitätslehrer, sowie seine vortrefflichen menschlichen Eigenschaften gebührend hervorgehoben worden sind.

Mir dagegen liegt heute die ehrenvolle Pflicht ob, die Verdienste Ferdinands von Richthofen um die Geologie überhaupt und insbesondere um unsere Deutsche geologische Gesellschaft zu würdigen.

Ferdinand Freiherr von Richthofen wurde am 5. Mai 1833 in Carlsruhe in Oberschlesien geboren, wo seine Mutter. Ferdinande geb. von Kulisch und frühere Hofdame der Herzogin Luise von Württemberg, bei ihren Eltern zum Besuch weilte. Nachdem seine Eltern von dem väterlichen Gute Hertwigswaldau im Jahre 1844 nach Breslau übergesiedelt waren, besuchte er das dortige katholische Gymnasium. Schon als Schüler stählte er seinen Körper und erweiterte er seine Anschauungen durch große Wanderungen, die er in den Ferien mit einem Freunde in die Sudeten, nach Böhmen, ja selbst bis in die Alpen und nach Montenegro unternahm. Gern erzählte er davon in späteren Jahren, wie fröhlich er bei diesen Reisen gewesen sei und mit wie geringen Geldmitteln er dieselben ausgeführt habe.

Die damals empfangenen Eindrücke regten die Lust zur Naturbeobachtung in ihm an und führten ihn zum Studium der Geologie und der verwandten Naturwissenschaften. Vom Jahre 1850 ab studierte er zunächst an der Universität Breslau und ging dann im Jahre 1852 an die Universität Berlin. Die Geologie stand damals in einer glänzenden Entwicklungsepoche und die hervorragenden Gelehrten jener Zeit, Männer wie Göppert in Breslau, Alexander von Humboldt, dem er allerdings nicht persönlich näher trat, Leopold von Buch, Ernst Beyrich, Gustav Rose, Christian Samuel Weiss und der Geograph Karl Ritter waren die Lehrmeister und Berater des jungen Gelehrten bei seinen Studien. Ein Sommersemester und den größten Teil seiner Ferien verwandte er auf geologische Reisen nach Dalmatien, der Türkei, den Alpen und Karpathen.

Am 13. Februar 1856 wurde er auf Grund einer in lateinischer Sprache abgefaßten Dissertation „über den Melaphyr" an der Berliner Universität zum Doktor der Philosophie promoviert. Diese Dissertation veröffentlichte er in deutscher Sprache und in erweiterter Form in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft im Jahre 1856. Schon diese Erstlingsarbeit verrät in der Art der Behandlung des Stoffes den zukünftigen Meister. Sie erhebt sich weit über das Niveau der gewöhnlichen Dissertationen, wie sie zur Erlangung der Doktorwürde angefertigt werden, und zeigt uns einen gründlichen Forscher auf dem Gebiete der systematischen Petrographie.

Da man unter dem Namen Melaphyr die verschiedenartigsten Gesteine vereinigt hatte, so stellte sich von Richthofen in dieser

Arbeit die Aufgabe, das unter diesem Namen zusammengeworfene Material zu ordnen und auf Grund der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung, der Struktur, des spezifischen Gewichts und des Alters die Einordnung des Melaphyrs in das natürliche System der Gebirgsarten zu bewirken.

Nach diesen Gesichtspunkten wurden zwei Melaphyre aus Thüringen, vom Schneidemüllerskopf bei Ilmenau und vom Schleusethal, sowie fünf Melaphyre aus dem Landeshut-Glatzer Porphyrzuge näher untersucht und mit den aus der Literatur bekannt gewordenen Vorkommen verglichen. Von besonderer Wichtigkeit war die Feststellung des Verhältnisses des Melaphyrs zu seinem Nebengestein und den Perioden seiner Eruption. Durch eine genaue Beobachtung des Inhaltes der Reibungsbreccien und sedimentären Konglomerate, sowie der Gänge, die die Gesteine durchsetzen, ließ sich im Landeshuter Gebiete feststellen, daß die Eruption der Quarzporphyre in der Steinkohlenzeit, die des Melaphyrs in der Periode des Rotliegenden erfolgte. Wenn auch durch die spätere Einführung der mikroskopischen Untersuchungsmethode in die Petrographie die Mineraldiagnose namentich bei den dichten Gesteinen auf eine weit sicherere Grundlage gestellt wurde, so ist doch anzuerkennen, daß von Richthofen unter Anwendung der damals gebräuchlichen Untersuchungsmethoden in seiner Arbeit über den Melaphyr einen bemerkenswerten Beitrag zur systematischen Gliederung der porphyrischen Gesteine geliefert hat.

Einen wichtigen Abschnitt in der wissenschaftlichen Laufbahn des jungen Forschers bildete sein Eintritt in die damals von Wilhelm von Haidinger geleitete Kaiserlich-Königliche geologische Reichsanstalt in Wien, an der er vier Jahre lang von 1856 bis 1860 als Mitarbeiter tätig war. Hier trat er in enge wissenschaftliche und persönliche Beziehungen zu den hervorragenden Wiener Gelehrten Franz von Hauer, Guido Stache, Ferdinand von Hochstetter und Eduard Suess. Mit letzterem war er sein ganzes Leben hindurch in inniger Freundschaft verbunden.

Für die wissenschaftliche Betätigung bot sich Ferdinand von Richthofen an der Wiener geologischen Reichsanstalt, die damals noch, ehe Ungarn seine eigene geologische Landesanstalt im Jahre 1869 erhielt, die geologische Untersuchung und Kartierung der gesamten österreichischen und ungarischen Länder sich zur Aufgabe gestellt hatte, ein reiches Arbeitsfeld. Schon in den beiden Januarsitzungen der geologischen Reichsanstalt des Jahres 1857 konnte er über wichtige Forschungen im vergangenen Jahre berichten. Im Schacht von Hruschau, innerhalb des Steinkohlengebietes von Mährisch-Ostrau, beobachtete er einen von

ihm als Diorit-Mandelstein bestimmten Gang, der dort lagerförmig in einem Steinkohlenflöze auftritt und ausgezeichnete Kontakterscheinungen in der Weise bewirkt hat, daß die Kohle auf eine Entfernung von vier bis zehn Zoll in stengelig abgesonderten, mit Kalk imprägnierten Koks umgewandelt worden ist.

Die zweite Mitteilung betraf das von ihm selbst gewählte Arbeitsgebiet bei Predazzo, wo er durch die geologischen Aufnahmen während des Sommers 1856 seine hervorragende Befähigung als kartierender Geologe zuerst an den Tag legen konnte. Erst nach seiner Rückkehr aus Südtirol trat er dann in den engeren Verband der Kaiserlich-Königlichen geologischen Reichsanstalt.

Die Kontaktwirkungen des Syenits im südlichen Tirol hatten sein Interesse in hohem Maße erregt. Dieses Gestein kommt hier in Berührung mit Quarzporphyr, Augitporphyr, Melaphyr, Granit und Syenitporphyr und ferner mit Werfener Schiefern und darüber gelagerten Trias- und Liaskalken vor. Die Kontaktwirkungen mit den Eruptivgesteinen sind von geringerem Interesse; die obersten Werfener Schiefer sind in gebänderten grünen Jaspis umgewandelt, aber die wichtigsten Kontakterscheinungen zeigen die Kalke mit ihrer Umwandlung in körnigen Marmor und dem Auftreten von Kontaktmineralien, die an verschiedenen Stellen, aber namentlich in größerer Mannigfaltigkeit am Monzoni entwickelt sind. von Richthofen sucht durch schlagende Gründe nachzuweisen, daß diese Mineralien nicht, wie früher behauptet worden war, nach Entstehung des Marmors auf nassem Wege gebildet worden seien, sondern daß sie gleichzeitig mit der Erstarrung des heißflüssigen Syenits entstanden wären, indem der Kalk als Lösungsmittel zu betrachten sei, aus dem sich die Mineralien in Kristallen ausgeschieden hätten.

Die in Südtirol begonnenen Untersuchungen führten zur Abfassung der ersten größeren Arbeit, die unter dem Titel: „Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe in Südtirol" im Jahre 1860 im Verlage von Justus Perthes in Gotha erschien und von einer geognostischen Karte im Maßstab 1 : 130000, sowie von vier farbigen Profiltafeln begleitet war. Die reiche Gliederung dieses Gebietes, sein durch das Ineinandergreifen gleichzeitig gebildeter Eruptiv- und Sedimentärgesteine äußerst verwickelter geologischer Bau boten zahlreiche neue Probleme für die petrographische und stratigraphische Geologie. Durch seine sorgfältigen Detailbeobachtungen, die stets die Grundlage für weitere Arbeiten in jenem Gebiete gebildet haben und bilden werden, ist von Richthofen dazu gelangt, große allgemeine Resultate aus seinen Untersuchungen ableiten zu können.

Unter den südtiroler Triaskalken unterschied er zwölf verschiedene Schichten, die zum Teil mit neuen Lokalnamen benannt wurden. Unter ihnen treten zwei dolomitische Ablagerungen in großer Ausdehnung und Mächtigkeit auf, von denen er die untere als Mendoladolomit, die obere als Schlerndolomit bezeichnete. Die eigentümliche Ausbildungsweise dieser beiden Ablagerungen und ihr völliges Verschwinden an anderen Lokalitäten führte von Richthofen zu der Annahme, daß diese Dolomite als alte Korallenstöcke aufzufassen seien, die, ähnlich wie in den heutigen Meeren, im Triasmeere als Riffe sich gebildet hätten. Diese Hypothese rief die lebhafteste Diskussion hervor, sodaß von Richthofen im Jahre 1874 in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft nochmals das Wort in dieser Angelegenheit ergriff und schlagende Beweise für die Richtigkeit seiner Ansichten beibrachte. So ist die Erkenntnis, die gewaltigen Kalkmassen der Dolomite als triassische Riffbildungen anzusehen, zu einem dauernden Besitz der Wissenschaft geworden.

Auch für die petrographische Systematik waren die Untersuchungen in Südtirol von der größten Bedeutung. Für Leopold von Buch waren Augitporphyr und Melaphyr nur verschiedene Namen für die gleiche Gesteinsart gewesen. Von Richthofen zeigte durch die geologische Stellung, die chemische und mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine, daß hier zwei verschiedene Typen streng von einander zu unterscheiden sind.

Die nächsten drei Jahre, 1857—1859, verwandte er im Auftrage der geologischen Reichsanstalt auf die Bereisung von Nord-Tirol, Vorarlberg, dem nordöstlichen Ober-Ungarn und Siebenbürgen und erweiterte dadurch in hohem Maße seine geologischen Anschauungen. Die Resultate dieser Untersuchungen veröffentlichte er in den Jahrbüchern der geologischen Reichsanstalt teils allein, teils in Gemeinschaft mit Franz von Hauer, den er auf einigen Reisen begleitet hatte. Die Arbeiten in Süd-Tirol fanden eine unmittelbare Fortsetzung durch die Erforschung des geologischen Aufbaus der Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Durch zahlreiche Profile werden die zum Teil sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse zur Anschauung gebracht und eine systematische Gliederung des Lias sowie der Oberen und Unteren Trias in Vorarlberg, im westlichen Tirol und in Salzburg durchgeführt.

In seinen „Studien aus dem ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirge“, die im Jahre 1860 im Jahrbuche der geologischen Reichsanstalt erschienen, gab von Richthofen eine zusammenfassende Darstellung seiner Forschungen über diese tertiären Eruptivgesteine, deren Hervortreten und Anordnung an

der Innenseite des Karpathenbogens aufs Innigste mit dem Gesamtbau dieses Gebirgszuges zusammenhängt. Die hier auftretenden Eruptivgesteine werden nach ihrer petrographischen Zusammensetzung, nach ihrer Geotektonik und Altersstellung systematisch gegliedert. Einer ersten Eruptionsepoche gehören nach von Richthofen die später von ihm als „Propylite" bezeichneten „Grünsteintrachyte" an, ihnen folgen die „Grauen Trachyte", während die „Rhyolithe" einer dritten Eruptionsepoche entsprechen. Eine vierte und letzte Periode der eruptiven Tätigkeit in der Tertiärzeit wird durch die „Basaltgruppe" bezeichnet.

Ein besonderes Interesse bieten die theoretischen Betrachtungen über die Art der Ausscheidung der überschüssigen Kieselsäure im Trachytporphyr. Hier werden interessante Parallelen mit den älteren Eruptivgesteinen gezogen. Bei den Trachytporphyren sind während der Eruption zwei Phasen zu unterscheiden, einmal das Empordringen der Massen in den Tiefen der Erde und die dabei stattfindende sehr langsame Abkühlung und zweitens die schnelle Erkaltung der Massen nach der Eruption. In der ersten Phase der Erstarrung entstanden Krystalle derjenigen Verbindungen, die den höchsten Schmelzpunkt besitzen, in der zweiten die dichte felsitische Grundmasse.

Eine besondere Berücksichtigung wurde den im ungarischen Trachytgebirge auftretenden edlen Erzlagerstätten zuteil. Die in Gängen auftretenden Erze gehören sämtlich dem Trachytgebirge an und nur an einigen Orten sind auch die Nebengesteine erzführend. Die Erzgänge setzen vorwiegend im grünsteinartigen Trachyt auf, sind selten in den basischen Trachyten und fehlen in den Trachytporphyren. Die Ausfüllung der Gänge erfolgte durch die mit der Eruption des Trachytporphyrs verbundene vulkanische Tätigkeit. Zuerst fand ungefähr gleichzeitig mit der Eruption eine Exhalation von Fluor- und Chlorverbindungen statt, sodann wurden durch Schwefelwasserstoff die Chlormetalle in Schwefelmetalle umgewandelt, während am Schluß durch die Infiltration atmosphärischer Wasser die Schwefelmetalle zu schwefelsauren Salzen oxydiert wurden. Ebenso entstanden Karbonate durch die noch bis in die Gegenwart dort fortdauernden Kohlensäureexhalationen.

Auch über die Bildung der Alunitgesteine des isoliert aus der Theiß- und Borsova-Ebene hervortretenden Bereghszaszer Gebirges hat er eine Erklärung gegeben. Diese Gesteine sind untermeerische Tuffbildungen mit wechsellagernden Lavabänken. Die vulkanischen Eruptionen lieferten Flußsäure, durch die die Quarze zerstört oder angegriffen wurden, während schwefelsaure

Gase die Bildung von Alunit bewirkten.

In der Sitzung der geologischen Reichsanstalt vom 24. Januar 1860 verabschiedete sich von Richthofen mit dem Ausdrucke seines wärmsten Dankes von dem Direktor von Haidinger und seinen Kollegen, da sich ihm die verlockende Aussicht zu einer größeren Forschungsreise nach dem Auslande darbot. Er wies bei diesem Abschiede auf das schöne Verhältnis wahren wissenschaftlichen Geistes und auf die wohlwollende Aufnahme und Förderung hin, die er im Kreise seiner Kollegen gefunden und durch die er sich fortwährend zu umfassenden Arbeiten angeregt fühlte.

Dieses Jahr bildet einen bedeutsamen Wendepunkt im Leben des Gelehrten. Man hat den Lebensabschnitt vor diesem Zeitpunkte als die Lehrjahre des Geologen und die nun folgenden Jahre seines Aufenthaltes im Auslande als seine Wanderjahre bezeichnet, die ihn allmählich von der Geologie zur Geographie führten.

Im Mai 1860 reiste von Richthofen über Triest nach Ostasien ab und begleitete als Geologe mit dem Range eines Legationssekretärs die außerordentliche preußische Gesandtschaft, die sich zur Abschließung von Handelsverträgen nach China, Japan und Siam begeben sollte. Schon bei der Ausreise hatte von Richthofen die bestimmte Absicht, nicht mit der Gesandtschaft nach Europa zurückzukehren, sondern er plante die geologische Untersuchung bisher unbekannter oder wenig bekannter Landstriche, wurde jedoch durch verschiedene Umstände veranlaßt, das beabsichtigte Ziel dieser Reisen mehrfach zu ändern.

Bereits auf der Hinreise hatte er Gelegenheit, einige geologische Beobachtungen in Ceylon zu machen, worüber er im zwölften Bande der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft berichtete. In klaren Zügen schilderte er die morphologischen Verhältnisse der Insel, die im wesentlichen ein Flachland vom Zentrum aus gegen Südwesten von einer mächtigen Gebirgsgruppe durchsetzt wird, die den fünften Teil der Insel einnimmt und nach Nordost gegen die Ebene steil abfällt. Das Gebirgsland besteht der Hauptsache nach aus Gneis, dem körniger Kalk aufs Innigste beigemengt ist, während die Ebene von rezenten Bildungen bedeckt wird. Von besonderer Wichtigkeit ist die Feststellung, daß die den Boden in großer Mächtigkeit bedeckenden Lateritbildungen aus der Verwitterung des Gneises unmittelbar hervorgegangen sind und daß die Entwicklung der Tierwelt auf eine jugendliche Abtrennung der Insel vom Festlande und eine Senkung unter den Meeresspiegel hindeutet, während die in der Ebene über den Meeresspiegel aufragenden Korallenbänke und fossilien-

führenden Ablagerungen mit ihren der heutigen Meeresfauna entsprechenden Schalresten eine jugendliche Hebung des Landes bekunden.

Nach einem kurzen Besuche von Hongkong, Schanghai und einem fünf Monate währenden Aufenthalte in Japan kehrte von Richthofen mit der Gesandtschaft im Frühjahr 1861 nach Schanghai zurück, und während diese von dort nach Peking ging, fand er Gelegenheit Formosa, die Philippinen, Celebes und Java, sowie einen Teil von Hinterindien aufzusuchen. Die endgültige Trennung von Richthofens von der Gesandtschaft erfolgte im Februar 1862 in Bangkok.

Seine Pläne zu weiteren Forschungsreisen in Ostasien mußte er wegen des Ausbruches von Aufständen aufgeben und er wandte sich daher nach Nordamerika, wo er im westlichen Teile der Vereinigten Staaten, in Californien und Nevada, bis zum Jahre 1868 wichtige Untersuchungen anstellte. Von dort nach Schanghai zurückgekehrt, führte er dann vom Herbst 1868 bis 1872 sieben größere Forschungsreisen in China aus, die ihn fast in alle Teile dieses gewaltigen und geologisch damals noch völlig unbekannten Reiches führten.

Auch die Reisen bis zum Jahre 1868 hatten eine reiche wissenschaftliche Ausbeute geliefert, aus der nur einiges hier hervorgehoben werden kann.

Ein kurzer Aufenthalt an der Nordküste von Formosa bot Gelegenheit, dort über den Gebirgsbau dieser bisher fast unbekannten Insel einige geologische Beobachtungen anzustellen. Der nördlichste Teil derselben besteht in seinem Innersten aus älterem Gebirge, wie zahlreiche herabgeführte Bruchstücke im Bette des Tamsuiflusses beweisen, und aus Trachyt. Nächst der Küste scheint das Land fast ausschließlich aus tertiären Eruptionsprodukten gebildet zu sein in Gestalt von aufragenden Trachytbergen, sowie von Eruptiv- und Sedimentär-Tuffen, die ein ausgedehntes Hügelland zusammensetzen. Die dort vorkommenden Kohlenlager sind wahrscheinlich tertiären Alters und Tuffsandsteinen eingeschaltet. Auf eine jungvulkanische Tätigkeit lassen die unweit der Nordspitze vorkommenden Solfataren und Schwefelgruben schließen. Eine besondere Beachtung verdienen die aus Schotter, einer 100 Fuß über dem Meeresspiegel sich erhebenden Muschelbreccie und aus Sand bestehenden rezenten Bildungen. Die Muschelbreccien deuten auf eine sehr jugendliche Senkung und darauf folgende Hebung des Landes hin, die sich dort auch jetzt noch fortzusetzen scheint.

Untersuchungen über den geognostischen Bau der Umgebungen von Nangasaki ergaben, daß das Grundgebirge im westlichen

Teile der Kiusiu-Insel aus Glimmerschiefer gebildet wird. Dieser wird durchbrochen von Trachyten und trachytischen Reibungskonglomeraten. An der Grenze zwischen Trachyt und Glimmerschiefer zeigten sich schöne Kontakterscheinungen. Im Anschluß an die Trachyte kommen sedimentäre Trachyttuffe mit Braunkohleneinlagerungen vor, während jüngere, z. T. noch tätige Vulkane die Trachytgebirge durchbrechen.

Bei einem Besuch der Philippinen glückte es von Richthofen, dort die Nummuliten-Formation nachzuweisen, deren Vorkommen in Japan er bereits aus kleinen, in Yokohama feilgebotenen Kunstgegenständen aus diesem Material geschlossen hatte.

Eine in Begleitung von Junghuhn ausgeführte Bereisung des südlichen Teiles der Preanger Regentschaft in Java gab von Richthofen Gelegenheit, Beobachtungen über die dort auftretenden Trachyte, trachytischen Konglomerate und Kalksteine, sowie über den Zustand verschiedener, zum Teil noch jetzt tätiger Vulkane anzustellen. Die den Trachyttuffen auflagernden Kalke werden von ihm in Übereinstimmung mit Junghuhn als gehobene Korallenriffe aufgefaßt.

Die Gebirge von Siam erregten in der Umgebung von Bangkok sein Interesse durch ihr hohes geologisches Alter. Sie bestehen zum kleineren Teile aus kristallinischen Schiefern, zum größeren aus einer Reihe mannigfacher Sedimente, Kalke, Konglomerate, rote Sandsteine, Tonschiefer und Grauwacken, in denen keine Versteinerungen aufgefunden werden konnten. Das einzige ältere, diese Schichten durchbrechende Eruptivgestein ist ein hornblendereicher Granitit, der Kalke von wenig kristalliner Beschaffenheit durchbricht und sie im Kontakt in grobkörnigen Marmor umgewandelt hat. Die reichen Sammlungen von Richthofens, die er auf seiner Reise von Bangkok nach Molmén, Ranggun und Calcutta durch die westlichen Gebirgsketten gemacht hatte, hätten wichtige Aufschlüsse über die Beschaffenheit der dortigen geologischen Verhältnisse liefern können, doch sind sie leider verloren gegangen.

Von großer wissenschaftlicher und praktischer Bedeutung waren die Forschungen, die von Richthofen in Californien und Nevada unternahm. Er sammelte dort eingehende Erfahrungen über die Metallproduktion, besuchte die Silber- und Goldminen im Comstock- und Reese-River-Gebiete und beschäftigte sich eingehend mit den dort in großer Verbreitung und Mannigfaltigkeit auftretenden jüngeren Eruptivgesteinen, die er mit den Vorkommnissen des ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebietes verglich. Das Ergebnis dieser petrographischen Studien war eine systematische Gliederung dieser Gesteine nach ihrer mine-

ralogischen und chemischen Zusammensetzung und ihren Altersverhältnissen. Er stellte, nach dem Alter geordnet, folgende Reihe auf: 1. die Propylitgesteine, deren Ausbruch vor den Toren der anderen stattfand, 2. die Andesitgesteine, 3. die Trachytgesteine, 4. die Rhyolithgesteine und 5. die Basaltgesteine.

Ein besonderes Interesse beanspruchen die theoretischen Erwägungen über den Ursprung der Massenausbrüche und der vulkanischen Tätigkeit. Er nimmt an, daß die Massenausbrüche aus größeren Tiefen unterhalb der festen Erdkruste stammen, während der Sitz der vulkanischen Tätigkeit in verhältnismäßig geringer Tiefe zu suchen sei. Für das Zustandekommen vulkanischer Eruptionen soll das dem Magma von oben her zugeleitete Wasser eine große Rolle spielen. In seinen Schlußfolgerungen lehnt sich von Richthofen an die Hypothese von Sartorius von Waltershausen an. Vielfach erinnern seine Ausführungen, namentlich auch darin, daß er eine Ausdehnung des Magmas bei der krystallinischen Erstarrung desselben für möglich hält, an die modernen Anschauungen Stübels.

Die geologische und geographische Erforschung Chinas ist die hervorragendste Tat im Leben Ferdinands von Richthofen gewesen und hat vor allem seinen Namen berühmt und in der ganzen wissenschaftlichen Welt bekannt gemacht. Der Taiping-Aufstand war erloschen, und es schien nun im Jahre 1868 nicht mehr so unmöglich, in das fast unbekannte große Reich einzudringen, wie im Jahre 1862, wo von Richthofen seine Pläne zur Erforschung Ostasiens vor der Hand aufgeben mußte. In vier Jahren hat er, beginnend mit der Bereisung der Kulturgegenden an den großen Strömen, die Erkundung des gewaltigen Reiches auf sieben großen Reisen durchgeführt, über die er in Petermanns Mitteilungen, sodann in Briefen an die Handels-Kammer in Schanghai, sowie in mehreren anderen Zeitschriften berichtete.

Bei Beginn dieser Reisen ahnte er noch nicht, daß er sich durch die in mannigfacher Richtung angestellten Beobachtungen aus dem Geologen allmählich in einen Geographen umwandeln würde, denn er schrieb in Petermanns Mitteilungen vom Jahre 1869: „Der Zweck meiner Reisen in China ist ausschließlich geologisch. Ich bitte Sie daher, im voraus keine nennenswerten Resultate außerhalb dieses Faches zu erwarten."

Und welche gewaltigen Resultate sind gerade für die Geographie durch seine Forschungen erzielt worden!

Allerdings ging er stets von der Geologie aus. Erst wurde der geologische Bau einer Gegend genau erforscht, und dies bildete dann die Grundlage zur Erklärung der Oberflächenformen,

der Verbreitung der Tier- und Pflanzenwelt, der Besiedelung und Kultur des Landes durch den Menschen. So wurde er bahnbrechend für eine ganz neue Richtung der Geographie, indem er sie auf die geologische Grundlage stellte. Durch Wort und Schrift als Lehrer und Gelehrter verbreitete er sodann seine neue Lehre und verschaffte ihr allgemeine Anerkennung. Klar und scharf hat er in seiner akademischen Antrittsrede in Leipzig im Jahre 1883 die Aufgaben und Methoden der heutigen Geographie und Geologie gekennzeichnet.

Nachdem er schon zuvor in verschiedenen deutschen und englischen Zeitschriften über einzelne Ergebnisse seiner Beobachtungen, namentlich über die Verbreitung des Löß und seine Entstehung, sowie über die Kohlenfelder Chinas berichtet hatte, begann er nach seiner Rückkehr nach Deutschland im Jahre 1872 die zusammenfassende Bearbeitung seiner Reiseergebnisse. Der erste Band des umfangreichen, mustergiltigen Reisewerkes, das den Namen „China" führt, erschien im Jahre 1877, der zweite im Jahre 1882 und der vierte im Jahre 1883, während es von Richthofen nicht mehr beschieden war, den dritten Band fertig zu stellen. Der Inhalt des ersten Bandes greift weit über den Rahmen des Titels hinaus, da in ihm die Grundzüge des Aufbaues von ganz Asien dargelegt und vergleichende Betrachtungen mit anderen Kontinenten angestellt werden. Das Werk enthält eine Fülle neuer geologischer und geographischer Forschungsergebnisse. Nur aus den ersteren kann hier das Wichtigste hervorgehoben werden.

Die Reisen durch die großen Lößgebiete Chinas und das genaue Studium dieser lockeren, schichtungslosen Ablagerungen führten von Richthofen zur Aufstellung einer neuen Theorie der Bildung des Lösses als eines Absatzes aus Staubstürmen in regenarmen Steppengebieten. Diese für die großen abflußlosen Steppengebiete der Kontinente allgemein angenommene Theorie wird als die äolische Lößtheorie bezeichnet.

Der zweite Band des Werkes bringt die geologische Entwicklungsgeschichte Chinas. Hier werden namentlich der Bau der Gebirge, die Verwitterung der Gesteine, die Bildung des Lösses und die Wirkungen der Meeresabrasion erörtert. Von Richthofen zeigt an dem Bau der chinesischen Rumpftafelländer, wie in langsam sich senkenden Gebieten durch die abhobelnde Kraft der landeinwärts vordringenden Brandungswogen große Landflächen denudiert und in sog. Abrasionsplatten umgewandelt werden können.

Für die historische Geologie war der Nachweis gewaltiger Steinkohlenlager, sowie mächtiger fossilienführender cambrischer

und silurischer Schichten von hoher Bedeutung. Die reichen Sammlungen lieferten ein sehr wertvolles paläontologisches Material, das im vierten Bande eine vortreffliche Bearbeitung durch Spezialforscher gefunden hat. Die beigegebenen und nach eigenen Aufnahmen gezeichneten topographischen und geologischen Karten und der begonnene Atlas von China bilden die Grundlage für alle neueren Darstellungen dieses Landes.

Die Forschungen in China gaben ihm reichen Stoff zu wissenschaftlichen Arbeiten bis in seine letzten Jahre. Für die architektonische Geologie waren namentlich seine in den Sitzungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften gehaltenen Vorträge von Bedeutung, die er unter dem zusammenfassenden Titel „Geomorphologische Studien aus Ostasien“ in den Sitzungsberichten veröffentlichte. In diesen Schriften werden die Grundzüge des Gebirgsbaus von Ostasien dargelegt und aus ihnen geogenetische Schlußfolgerungen gezogen. Der große Niveauunterschied zwischen Nordwestchina und der tiefen Einsenkung des Stillen Ozeans östlich von Japan wird als Ursache von mechanischen Zerrungserscheinungen großer Landmassen angesehen. Die hierdurch bedingte westöstliche Zugrichtung bewirkte von Nord nach Süd streichende Brüche, an denen große Landblöcke staffelförmig absanken, wobei alte West-Ost streichende Gebirge durchschnitten und die Ränder dieser Landstaffeln gebirgig aufgewulstet wurden. Die bogenförmig verlaufenden, teils im ostasiatischen Binnenlande liegenden, teils den Verlauf der östlichen Küsten und Küsteninseln dieses Kontinentes bedingenden Gebirgschwellen sind also nicht durch Tangentialschub gebildete Stauungsbogen von alpinem Typus, sondern wie sich von Richthofen ausdrückt, Zerrungsbogen, hervorgegangen aus abgesunkenen Landstaffeln, welche nach West hin sich schüsselförmig abdachen, während der Außenrand steiler nach der zunächst östlich folgenden tiefer gesenkten Landstaffel abfällt. Daher fehlen auch in Ostasien die den Stauungsbogen von alpinem Typus eigenen Faltungs- und Überschiebungszonen.

In seinem, im Jahre 1886 erschienenen „Führer für Forschungsreisende“ hat uns von Richthofen ein ausgezeichnetes systematisches Lehrbuch der physikalischen Geographie gegeben, worin er die Resultate der geologischen und geophysikalischen Forschungen in präziser Form zusammenfaßt und dem geologisch geschulten Forschungsreisenden die Wege zu neuen Beobachtungen weist.

Die Organisation des neuen Instituts für Meereskunde gab ihm Veranlassung, in einer umfassenden Rede über „das Meer und die Kunde vom Meer“, die er als Rektor der Universität

am 3. August 1904 hielt, auf die vielfachen Beziehungen des Meeres auch zu allen Zweigen der naturwissenschaftlichen Forschung hinzuweisen. In geologischer Hinsicht mag hier an seine interessanten theoretischen Erwägungen über die Herkunft des Kochsalzes im Meerwasser erinnert werden. Aus ihnen ergibt sich, daß die Kochsalzmengen im Weltmeere nicht allein durch die Verwitterung der Gesteine an der Erdoberfläche geliefert sein können, sondern daß sie durch die mit dem Vulkanismus verbundenen hydrothermischen Vorgänge aus dem Erdinnern an die Oberfläche befördert worden sind.

So hat von Richthofen durch seine Forschungen und die daraus abgeleiteten Schlußfolgerungen die geologische Wissenschaft in außerordentlich hohem Maße gefördert.

Es bleibt mir noch übrig, die besonderen Verdienste Ferdinands von Richthofen um unsere Deutsche geologische Gesellschaft hervorzuheben.

Nachdem er in Berlin zum Doktor promoviert war, wurde er am 6. Februar 1856 in der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft auf Vorschlag des berühmten Dreigestirns der mineralogischen und geologischen Wissenschaften, eines Christian Samuel Weiss, Gustav Rose und Ernst Beyrich als Mitglied aufgenommen und er hat unserer Gesellschaft demnach fast fünfzig Jahre lang angehört.

Es wurde bereits erwähnt, daß er seine Doktorarbeit „über den Melaphyr“ in unserer Zeitschrift veröffentlichte. Seine weiteren in ihr enthaltenen Arbeiten bringen die bedeutenden Ergebnisse seiner Forschungen in Ostasien und Nordamerika. Unsere Zeitschrift enthält von ihm 12 Aufsätze und drei briefliche Mitteiluugen.

Nachdem von Richthofen nach einer vorangegangenen Lehrtätigkeit in Bonn (1875--1883) im Jahre 1886 von Leipzig als ordentlicher Professor der Geographie an die Universität Berlin berufen worden war, nahm er mehrfach, soweit es ihm seine so außerordentlich in Anspruch genommene Zeit gestattete, an den Sitzungen der Deutschen geologischen Gesellschaft Teil und griff auch oftmals in sehr anregender Weise in die Diskussion ein, wenn geologische Fragen angeschnitten wurden, die ihn näher interessierten.

Unvergeßlich ist mir der leider ungedruckt gebliebene klare und lehrreiche Vortrag geblieben, den er in der Märzsitzung des Jahres 1877 in unserer Gesellschaft hielt und in welchem er an der Hand seiner Karten von China die großen allgemeinen Züge des Gebirgsbaus von Ostasien entwickelte. Ebenso werden sich noch viele der hier anwesenden Mitglieder seines

außerordentlich interessanten Vortrages in der Februarsitzung des Jahres 1898 erinnern, wo er über den geologischen Bau der Halbinsel Schantung sprach und eine Übersicht über die dort auftretenden Steinkohlen gab. Dieser Vortrag ist nach einem Stenogramm in der Zeitschrift für praktische Geologie veröffentlicht worden.

Als am 15. Januar 1900 der damalige Vorsitzende unserer Gesellschaft, Wilhelm Hauchecorne, starb, trat von Richthofen als stellvertretender Vorsitzender an seine Stelle und führte den Vorsitz während dieses ganzen Jahres in allen Monatssitzungen. Unter schwierigen Verhältnissen hatte er die Leitung unserer Gesellschaft übernommen. Die Neuabfassung der Satzungen, die Neuordnung der Bibliothek und vieles andere machten damals eine größere Zahl von Vorstandssitzungen erforderlich, deren Mühen er sich mit großer Aufopferung von Zeit und Arbeitskraft unterzog. Seinem Organisationstalente ist es im Wesentlichen mit zu verdanken, daß damals alles in die richtigen Wege geleitet wurde.

Er bekundete auch sein lebhaftes Interesse an den wissenschaftlichen Unternehmungen der Gesellschaft dadurch, daß er mehrfach an den allgemeinen Jahresversammlungen und den sich daran anschließenden geologischen Ausflügen teilnahm. So besuchte er die 45. allgemeine Versammlung unserer Gesellschaft in Frankfurt a. M. im Jahre 1900 und führte dort an den beiden ersten Sitzungstagen den Vorsitz.

Für das Jahr 1901 wurde er zum Vorsitzenden der Gesellschaft gewählt. Er leitete in diesem Jahre mit nur wenigen Ausnahmen die Monatssitzungen, war auf der 46. allgemeinen Versammlung in Halle a. S. anwesend uud beteiligte sich mit regem Interesse an dem geologischen Ausfluge, der damals von Halle auf der Saale nach Cönnern unternommen wurde.

Auch an den Bestrebungen der großen internationalen Geologenkongresse nahm er den lebhaftesten Anteil. Allen Teilnehmern an dem internationalen Geologenkongresse in St. Petersburg im Jahre 1897 wird es unvergeßlich bleiben, welch' geistige und körperliche Frische der damals Vierundsechzigjährige auf den anstrengenden Exkursionen nach dem Kaukasus, nach Baku und dem Ararat besaß. Hier und auch sonst in späteren Jahren begleitete ihn stets auf seinen Reisen seine treue Gattin, eine geborene Freiin von Richthofen, mit der er in glücklichster Ehe lebte und die um sein geistiges und körperliches Wohlbefinden mit zärtlichster Sorge bemüht war.

Die letzte von Ferdinand von Richthofen unternommene Reise führte ihn wieder nach den Alpen, die schon das Ziel

seiner Wanderungen und Forschungen von frühster Jugend an gewesen waren und für die er immer eine besondere Vorliebe besessen hat.

Vom 10. bis 12. September dieses Jahres weilte er in Luzern, um an der Tagung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft teilzunehmen. Ein mit lebhaftestem Beifall aufgenommener Toast, den er beim Banquet in Brunnen auf diese berühmte wissenschaftliche Gesellschaft ausbrachte, war seine letzte öffentliche Rede. Er führte darin aus, wie mir Herr Professor E. Brückner, der dort mit ihm zusammentraf, freundlichst mitteilte, daß er in seinem Leben wiederholt[1]) den Versammlungen dieser Gesellschaft beigewohnt habe. Das erstemal in Trogen im Jahre 1857 als junger Mann. Damals schilderte Arnold Escher von der Linth den Bau des Säntis und eröffnete durch Darlegung des Faltenwurfes dieses Gebirges eine Fülle neuer Gesichtspunkte. Peter Merian und Oswald Heer waren damals von Richthofens Hausgenossen.

Ein anderes mal besuchte er die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft bei ihrer Tagung in Zürich im Jahre 1883. Damals hielt Suess seinen Vortrag über die Entstehung der Alpen, der Epoche machte für die ganze Anschauung über die Gebirgsbildung. Und jetzt sei er hier wiederum in Luzern anwesend gewesen. Wieder sei ein gewaltiger, bahnbrechender Schritt auf dem Gebiete der Geotektonik gemacht; die große Rolle der Überschiebungen sei auf Grund der Forschungen von Bertrand, Schardt und Lugeon in ihrer Bedeutung für die Alpen anerkannt worden und Heim habe, auf dem Boden dieser neuen Anschauungen stehend, ein Bild von dem Bau des Säntis gegeben, so fein detailliert, wie es wohl von keinem anderen Gebirgstock dieser Größe vorliege. So habe er der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft jedesmal eine Fülle von Anregungen zu danken gehabt.

Und welche Fülle von Anregung hat dieser Mann nicht selbst aus der reichen Quelle seines Wissens nicht nur den Jüngern der Geographie und insbesondere seinen zahlreichen Schülern, sondern auch in gleichem Maße den Jüngern der Geologie gespendet!

Zahlreiche Arbeiten aus fast allen Gebieten der Geographie und Geologie sind entstanden entweder auf seine unmittelbare Veranlassung, oder durch die geistvollen, großzügigen Gedanken, die er in seinen Schriften niedergelegt hat. Dieser

[1]) Außer den durch von Richthofen genannten Besuchen der Versammlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft war er noch auf der Tagung in St. Gallen im Jahre 1879 zugegen.

Mann, der durch seine hohe aufrechte Gestalt das mittlere Maß der Menschen um Haupteslänge überragte, nahm auch in der Wissenschaft eine ganz hervorragende Stellung ein.

Sein vornehmer Charakter, der sich in seinem edlen, geistvollen Antlitz wiederspiegelte, sein freundliches und wohlwollendes Wesen haben ihm die Liebe und Verehrung aller erworben, die mit ihm in nähere Berührung kamen. Sein Name hat sich tief in unser Herz eingeschrieben.

Wir trauern um den Verlust des Heimgegangenen, aber wir schätzen uns glücklich, daß es uns vergönnt war, ihn so lange Zeit unter uns gehabt zu haben.

Darauf machte der Vorsitzende Mitteilung vom Ableben des Herrn Schröder van der Kolk in Delft.

Die Anwesenden erhoben sich zum Andenken der beiden Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. E. Belgers, Bern, Geologisches Institut der Universität,
vorgeschlagen durch die Herren Baltzer, Zimmermann und Dathe;

Herr stud. rer. mont. Robert Fluhr aus Waldsee (Württemberg),
vorgeschlagen durch die Herren Rauff, Scheibe und Joh. Böhm.

Der Vorsitzende legte das Preis-Ausschreiben der Reinach-Stiftung vor.

v. Reinach-Preis für Paläontologie.

Ein Preis von M. 1000 soll der besten Arbeit zuerkannt werden, die einen Teil der Paläontologie des Gebietes zwischen Aschaffenburg, Heppenheim, Alzei, Kreuznach, Koblenz, Ems, Gießen und Büdingen behandelt; nur wenn es der Zusammenhang erfordert, dürfen andere Landesteile in die Arbeit einbezogen werden.

Die Arbeiten, deren Ergebnisse noch nicht anderweitig veröffentlicht sein dürfen, sind bis zum 1. Oktober 1907 in versiegeltem Umschlage, mit Motto versehen, an die unterzeichnete Stelle einzureichen. Der Name des Verfassers ist in einem mit gleichem Motto versehenen zweiten Umschlage beizufügen.

Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft hat die Berechtigung, diejenige Arbeit, der der Preis zuerkannt wird, ohne weiteres Entgelt in ihren Schriften zu veröffentlichen, kann

aber auch dem Autor das freie Verfügungsrecht überlassen. Nicht preisgekrönte Arbeiten werden den Verfassern zurückgesandt.

Über die Zuerteilung des Preises entscheidet bis spätestens Ende Februar 1908 die unterzeichnete Direktion auf Vorschlag einer von ihr noch zu ernennenden Prüfungskommission.

Frankfurt a./M., Oktober 1905.

Die Direktion
der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

Basedow, H.: Sources of Central Australian water supply. S.-A. a. Proceed. Adelaide Univ. Scient. soc. Mit 6 Fig.

— : Geological report on the country traversed by the South Australian Government North West prospecting expedition 1903. S.-A. a. Transact. R. Soc. South Australia **29**. 1905.

Belowsky, M.: Beiträge zur Petrographie des westlichen Nord-Grönlands. S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **58**. 1905.

Branco, W.: Über H. Höfers Erklärungsversuch der hohen Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen. S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Monatsber. 11. Briefl. Mitteil. 1904.

— : Die fraglichen fossilen menschlichen Fußspuren im Sandstein von Warnambool, Victoria, und andere angebliche Spuren des fossilen Menschen in Australien. S.-A. a. Zeitschr. f. Ethnologie 1905.

— und Fraas, E.: Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. S.-A. a. Abhandl. K. Preuß. Akad. Wiss. Berlin 1905. Mit 2 Taf.

Cromwell, H. C. and Lenth, G. C. D.: An investigation of the Doble Needle Regulating Nozzle. Boston 1903. Mit 5 Taf. u. 20 Textfig.

Emerson, B. K.: Plumose diabas and palagonite from the Holyoke Trap sheet. S.-A. a. Bull. geol. Soc. America. **16**. 1905.

Friedrich, P. und Heiden, H.: Die Lübeckischen Litorinabildungen. S.-A. a. Mitteil. geogr. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck **20**. 1905. Mit 1 Taf.

Heim, A.: Der westliche Teil des Säntisgebirges. II. S.-A. a. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. **16**. 1905. Mit 1 geol. Karte, 6 Taf. u. 52 Textfig.

Högborn, A. G.: Om S. K. „Jäslera“ och om villkoren för dess bildning. S.-A. a. Geol. Fören. Forhandl. Stockholm **27**. 1905.

Hovey, E. O.: The grande soufrière of Guadeloupe. S.-A. a. Bull. Americ. geogr. Soc. 1904. Mit 9 Textfig.

Hundeshagen, L.: The occurrence of platinum in wollastonite, on the island of Sumatra, Netherland East Indies. S.-A. a. Transact. Institut. of Mining and Metallurgy **13**. 1903—1904.

Klemm, G.: Über einen Einschluß im Marmor von Auerbach a. d. Bergstraße. S.-A. a. Notizblatt f. Erdk. u. d. geol. L.-A. Darmstadt (4) **24**. 1903. Mit 2 Taf.

— : Über einen bemerkenswerten Aufschluß im Melaphyr bei Messel. S.-A. a. Ebenda. Mit 2 Textfig.

Klemm, G.: Über zwei Bohrungen der geologischen Landesanstalt bei Heppenheim a. d. Bergstraße. S.-A. a. Ebenda (4) **25**. 1904. Mit 2 Taf.
— : Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. S.-A. a. Sitz.-Ber. K. Preuß. Akad. Wiss. Berlin. **20**. 1905.
Lewis, A. A.: A „Geological Map" showing the geological structure of the „Two-Mile" Gympia Goldfield. 20 chains: 1 inch.
Ramsay, W.: Decomposition of water by radium. Meddel. K. Vetenskapsakad. Nobelinstitut **1**. 1905.
Reid, H. F. et Muret, E.: Les variations périodiques des glaciaires. S.-A. a. Arch. d. sci. phys. et nat. Genève. **20**. 1905.
Sernander, R.: Flytjord i svenska fjalltrakter. En botanisk-geologisk undersökning. S.-A. a. Geol. Fören. Förhandl. Stockholm **27**. 1905.
Snethlage, E.: Über die Gattung Joufia G. Boehm. S.-A. a. Berichte Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **16**. 1905.
Spezia, G.: Il dinamometamorfismo e la minerogenesi. S.-A. a. Accad. R. d. sci. Torino. (Anno 1904—1905) 1905.
Steinmann, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. S.-A. a. Berichte naturf. Ges. Freiburg i. Br. **16**. 1905.
Stille, H.: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide. S.-A. a. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. f. 1905. **26**.
— : Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. S.-A. a. Ebenda.
— : Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. April-Monatsbericht 1905.
— : *Actinocamax plenus* Blainv. aus norddeutschem Cenoman. Ebenda. Monatsber. 3, Briefl. Mitteil.
Tornau, F.: Die Goldvorkommen Deutsch-Ostafrikas, insbesondere Beschreibung der neu entdeckten Goldgänge in der Umgegend von Ikoma. S.-A. a. Berichte über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika, (herausgegeben vom K. Gouvernement von Deutsch-Ostafrika) (Biologisch-Landwirtschaftl. Institut in Amani). **2**. (5) 1905.
— : Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse an der Karawanenstraße Kilwa-Songea. Mit 1 Karte u. Taf. V. S.-A. a. Ebenda. **2**. (3) 1904.
Wiegers, F.: Zur Kenntnis des Diluviums der Umgegend von Lüneburg. S.-A. a. Zeitschr. f. Naturwiss. **72**. 1899.
— : Über Ätzungserscheinungen am Gyps. S.-A. a. Ebenda. **73**. 1900.
— : Bericht über die am 14. Februar und 3. Juli 1899 in Baden beobachteten Erdbeben. Mit 1 Karte der Beben vom 19. Januar 1897 und 14. Februar 1899. Mitteilungen der Erdbeben-Kommission des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Karlsruhe. S.-A. a. Verhandl. Naturw. Ver. Karlsruhe **13**. 1900.
— : Magdeburger Uferrand und Drömling. S.-A. a. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. 1902. **23**.
— : Über Glazialschrammen auf der Culmgrauwacke b. Flechtingen. S.-A. a. Ebenda. 1904. **25**.
— : Über diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben, z. T. als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge. S.-A. a. Zeitschrift Deutsch. geol. Ges. **57**. 1905.

Fig. 1. Querschnitt durch den Pelvoux und die Briançonnais-Zone nach Termier.

West
Chemin de fer Grenobles—Veynes
Les Trièves
Mont-Obiou
Monestier d'Ambel
Le Drac
St Firmin-en Valgaudemar
La Severaisse
Vallon de Prenfiq
La Muande de Navettes
Lac de Vallonpierre
Aiguille de Verdonne
Vallon de la Selle
L'Eyglière
Tête d'Oreac
La Gyronde
La Durance
Pierre-Eyrautz
Col des Ayes
Rochebrune
Brio Bouchet
Pellice
Fenile
Ost

Plis larges et d'allure hésitante
Niveau de la mer
Devoluy
Massif du Pelvoux
Briançonnais
Schistes lustrés
Zone du Piémont

Nummuliten-schichten und Flysch.

Glanzschiefer: Krystalline mesozoische Schichten mit untergeordneten Grünschiefern.

Mesozoische Schichten, meist als Glanzschiefer entwickelt.

Carbon-Dyas im Osten krystallin, mit untergeordneten Eruptivgesteinen.

Granitmassive und praecarbon. metamorphische Gesteine.

Schematische Darstellung der im Obermiocän (2, 3) und Pliocän (4) erfolgten Bildung der zentralalpinen Fächerstruktur (VII im Text S. 326 n. Kilian).



Fig. 2. Bildung der liegenden, gegen West überschobenen Falten, welche in den Außenketten das Mittelmiocän bedecken.

Fig. 3. Die liegenden Falten werden in sich zusammengeschoben.

Fig. 4. Die nach Ost gerichtete Rückfaltung wird in der Pliocänzeit bedingt durch die Senkung der oberen Po-Ebene auf der Innenseite des Alpenbogens.

J. F. Starcke, Berlin W


BRITISH MUSEUM
NATURAL HISTORY

WIEGERS, F.: Entgegnung auf Herrn BLANCKENHORNS Bemerkungen zu meinem Vortrage: Über diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben, als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge. S.-A. a. Ebenda. Monatsber. No. 2.
— : Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. Mit 2 Profilen u. 1 Texttafel. S.-A. a. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. f. 1905. **26**.
ZIMMERMANN, E. und BERG, G.: Bericht über den geologischen Markscheiderkursus in Niederschlesien vom Jahre 1904. S.-A. a. Mitteil. aus d. Markscheiderwesen. N. F. H. 7. 1905.

Herr MERTENS - Magdeburg legt ein Schädelfragment von *Bos primigenius* mit wohlerhaltenen Stirnhaaren aus Flußkiesen der Magdeburger Gegend vor.

Meine Herrn! Durch einen Zufall erfahre ich, daß Ihre Gesellschaft heute ihre Tätigkeit wieder aufnimmt. Da möchte ich es nicht unterlassen, Ihnen mit gütiger Erlaubnis des Herrn Vorsitzenden ein Stück vorzulegen, das gewiß auch Ihr Interesse erwecken wird. Es handelt sich um dieses Schädelbruchstück eines *Bos primigenius* BOJ. Das würde an sich nichts Besonderes sein, denn *Primigenius*-Reste sind, wie Ihnen bekannt, sehr häufig in diluvialen und alluvialen Ablagerungen gefunden worden, und die meisten Museen besitzen eine größere Anzahl davon, einige sogar vollständige Skelette. Was dieses Stück so bemerkenswert macht, ist der Umstand, daß es noch Haut, Haare, Sehnen und selbst Muskelfasern aufweist. Soviel ich weiß, ist das bisher noch nie beobachtet worden. Ich war infolgedessen zunächst auch sehr im Zweifel, ob es sich wirklich um *B. primigenius* handeln könnte. Eine genaue Vergleichung jedoch mit den übrigen Stücken in unserm Magdeburger Museum für Natur- und Heimatkunde, mit denen im Herzoglichen Naturhistorischen Museum in Braunschweig und mit den zahlreichen Resten im hiesigen Museum für Naturkunde und in der Sammlung der Landwirtschaftlichen Hochschule haben mir wie allen Herren, die es gesehen, jeden Zweifel beseitigt. Es ist tatsächlich ein Rest von *B. primigenius.*

Das Stück ist vor einigen Jahren in einer Tiefe von etwa 6 m südlich von Schönebeck im Kies beim Ausschachten gefunden worden; die Arbeiter haben es leider so zurecht gehauen und gesägt, daß es an die Wand gehängt werden konnte. So ist nur ein kleiner Teil des Schädeldaches nebst beiden Stirnzapfen erhalten geblieben.

Die Nähte zwischen den beiden Stirnbeinhälften und zwischen diesen und den Scheitelbeinen sind noch nicht verschwunden, sondern deutlich wahrnehmbar. Diese Verschmelzung tritt bei den jetzt lebenden Rinderrassen erst in späteren Jahren ein; so soll bei etwa achtjährigen Tieren von der Naht nichts mehr zu

erkennen sein. Unser Stück würde also einem noch jugendlichem Ur angehört haben.

Damit stimmen auch die verhältnismäßig geringen Maße. So beträgt der Umfang der Hornkerne am Grunde 260 mm, ihre Länge in der äußeren Krümmung rechts 411, links 416 mm, in der inneren Krümmung 300 bezw. 303 mm. Der Abstand der Stirnzapfen ist oben auf der Schädelkante 200 mm, unten und vorn 298 mm. Doch steht das Stück in dieser Hinsicht einem im Braunschweiger Museum befindlichen Schädel sehr nahe.

Für die Zugehörigkeit zu *B. primigenius* spricht zunächst die dreifache Windung der Hornkerne nach auswärts, vorwärts und oben, sowie das Auftreten von 8—10 schwachen Längsfurchen, die dieser Drehung folgend, besonders auf der Unterseite bemerkt werden. Diese Furchen sind bei allen Urresten zu beobachten und um so tiefer, je stärker das Tier gewesen ist. Sie schwanken also je nach Alter und Geschlecht; die schwachgefurchten Hornkerne sollen jungen und womöglich auch weiblichen Tieren zugehört haben. So würde das Magdeburger Stück jedenfalls von einer Urkuh stammen.

Ferner ist die obere Kante des Schädels zwischen den Zapfen in der Mitte nur sehr wenig erhaben, während sie bei lebenden deutschen Rinderrassen, (wie ich an den zahlreichen Schädeln der Sammlung in der Landwirtschaftlichen Hochschule bestätigen konnte) meist eine ziemlich bedeutende Vorwölbung besitzt.

Endlich ist auch der untere Rand des Hornansatzes, wie bei allen Primigeniusschädeln, schräg gegen die Mittellinie nach außen geneigt, während sie bei lebenden Rindern ihr fast parallel verläuft. Die Stirn erscheint daher vor den Hörnern stark verbreitert. [1])

Nach den Knochenresten ist dieses Stück also jedenfalls *Bos primigenius.*

Nun aber besitzt es, wie Sie sehen, Haut, Haare, Sehnen und Muskelfasern. Zum größten Teil ist die Oberhaut und damit auch der Haarbesatz verschwunden. Nur dicht an den Hornzapfen, also an geschützter Stelle ist sie mit den Haaren erhalten, die Lederhaut aber ist überall in ziemlich dicker Lage vorhanden. Die Hörner sind jedenfalls einst abgezogen worden; Schnittspuren am Grunde der Zapfen zeigen, daß dabei hat nachgeholfen werden müssen. Dieser Erhaltungszustand deutet darauf hin, daß das Stück (geologisch gesprochen) noch nicht allzulange im Schoße der Erde gelegen hat. Die Tiefe von 6 m

[1]) S. die oben angegebenen Maße.

dürfte ja wohl auch nicht allzu hoch in Anschlag gebracht werden können. Immerhin muß aber doch ein Alter von mehreren hundert Jahren angenommen werden.

Daß sich Oberhautgebilde so lange in der Erde halten können, dafür sind mir das in der Sammlung der Landwirtschaftlichen Hochschule liegende vollständige Urhorn aus dem Torfmoore von Treten in Hinterpommern und die in Oldenburg befindlichen Hornreste aus dem Torsholter Moore ein sicherer und willkommener Beweis. Das Berliner Horn paßt in seinem oberen Teile auf den Zapfen des Magdeburger Stückes. Dieser stimmt in seinen Maßen fast völlig mit den in jenem Horn gefundenen Zapfenrest.

Wenn also ein Horn sich in dem sauren Torf erhalten hat, dann ist doch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß sich auch Haut und Haare unter besonders günstigen Verhältnissen haben ebenfalls erhalten können.

Und gar zu weit brauchen wir nicht zurückzugehen, um noch von lebenden Uren zu hören. Der Ur hat noch in geschichtlicher Zeit gelebt.

In der Sammlung der Landwirtschaftlichen Hochschule liegt ein Schädel, der an der Burg Bydgocz von Bromberg ausgegraben ist. Er zeigt 3 Lanzenstiche. Aus den Fundumständen wird geschlossen, daß der Ur in der Nachbarschaft von Bromberg noch im 12. oder 13. Jahrhundert vorgekommen ist.

Der leider zu früh verstorbene Professor Nehring weist auch darauf hin, daß der Metatarsus eines Urs von Salzderhelden frühmittelalterlich ist.

Conrad Gessner sah um 1550 noch Urschädel an den Rathäusern von Mainz und Worms, jedenfalls doch Jagdtrophäen aus jener Gegend, wenn auch aus weit früherer Zeit. Um dieselbe Zeit sah gar der von 1486—1566 lebende bedeutende Diplomat v. Herberstain den Ur im westlichen Polen, wo er, (wie jetzt der Wisent im Bialowiczer Walde) im Walde Jaktorowka (55 km westsüdwestlich von Warschau) in kleinen Herden lebte und gehegt wurde. Er erhielt selbst einen erlegten Ur vom König von Polen geschenkt und nahm Haut, Hörner und Beine mit nach Wien. Leider ist davon nichts auf unsere Tage gekommen.

Vor mehreren hundert Jahren hätte also der einstige Träger des Magdeburger Schädelrestes noch am Leben sein können, namentlich in dieser entlegenen Gegend, wo ja auch der, sonst überall in Deutschland jetzt ausgerottete Biber sich erhalten hat.

Eine andere Frage ist es allerdings, ob er wild oder gezähmt gewesen ist. Die Knochenreste sind zu klein, auch als

Schädelknochen weniger geeignet, noch dazu durch die Haut der Untersuchung entzogen, um diese Frage zu entscheiden; sonst sind ja wohl daraus mit Bestimmtheit Schlüsse gezogen. Die Haarfarbe gibt uns erst recht keinen Aufschluß. Nach Herberstain ist der Ur schwarz gewesen; die Haare am Magdeburger Stück sind auf der Vorderseite weiß, die auf der Rückseite sitzenden sind rotbraun und weiß. Diese Farbenänderung könnte ja wohl durch Zähmung und weitere Zucht im gezähmten Zustande entstanden sein, wie ja auch der wild schwarze Yak als Haustier zuweilen rotbraun vorkommt. Ich möchte daher hierüber noch kein endgiltiges Urteil abgeben, sondern erst weitere Untersuchungen und Nachforschungen anstellen.

Die Ergebnisse werde ich in den „Abhandlungen und Berichten des Museums für Natur- und Heimatkunde zu Magdeburg“ s. Z. mitteilen. Heute wollte ich es nur unternehmen, Ihnen das interessante Stück vorzulegen, um Ihre Ansichten darüber zu hören.

Herr Branco erwiderte darauf, daß einerseits bei der Erhaltungsweise des Schädels mit Haut, Sehnen und selbst einem kleinen Teile der Behaarung und andererseits bei dem Vorkommen desselben in einem Tal-Flußkiese, d. h. in einer wohl meist sehr nassen Bildung, an ein irgendwie höheres Alter des Schädels nicht zu denken sei. Bekanntlich ist die heut in Süd- und Osteuropa allgemein verbreitete podolische Rinderrasse, die sich durch ihre stattlichen Figuren und die bis zu gewaltiger Größe anschwellenden Hörner auszeichnet, die heutige Fortsetzung des ehemaligen *Bos primigenius*. Es liegt daher die starke Wahrscheinlichkeit vor, daß ein Individuum dieser Rasse vor gar nicht so langer Zeit in den Fluß geraten, ertrunken und schließlich in dessen Schottern begraben sei.

Da diese podolische Rasse bei uns, zumal im Westen, gar nicht gehalten wird, auch der Gedanke, daß ein Menagerietier vorliegen könne, nicht ernsthaft erwogen werden kann, so wird man an die Kriegszeiten des ersten Napoleon denken können. Auf seinem Zuge nach Rußland wurde ein großer Teil der Proviantwagen durch Ochsen gezogen, für die Napoleon selbst die Art und Gestalt der Hufbeschläge anordnete. Zu diesen Ochsen nahm man gerade die podolische Rasse, da diese durch die mächtigen Gestalten zu der Bewältigung von Lasten ganz besonders geeignet, zudem aber auch im Osten allgemein verbreitet ist. Es mag wohl manches dieser Ochsengespanne auf der Rückkehr nach Deutschland gekommen sein, und einem dieser Tiere könnte jenes Individuum angehören.

Sicher werden diejenigen Individuen, deren Hörner eine, die

bereits sehr ansehnliche Durchschnittsgröße derselben weit überragende Länge besitzen, auch entsprechend mächtige Hornzapfen haben. Die Größe der letzteren bei dem in Frage stehenden Schädel wird daher nichts Auffallendes haben und keineswegs mit Notwendigkeit auf *Bos primigenius* deuten. Auch die weiße Farbe der Haare kann das nicht tun, da noch heute sogar ganz weiße podolische Rinder vorkommen. Wenigstens in Italien kann man sie in manchen Gegenden zahlreich sehen. Es bliebe daher nur der auf *Bos primigenius* deutende Verlauf der Schädellinie zwischen den beiden Hornzapfen übrig. Ob dieser freilich wirklich bei der podolischen Rasse stets ein anderer ist, oder ob er nicht doch auch hier variiert und nach der Stammform zurückschlagen kann, das ließe sich wohl nur durch Untersuchung zahlreicher Schädel der podolischen Rasse entscheiden.

Herr **JENTZSCH** sprach über: **Umgestaltende Vorgänge in Binnenseen.**

Aus den Seenstudien, welche der Vortragende im Auftrage der Geologischen Landesanstalt in verschiedenen Provinzen Preußens verfolgte, hatte derselbe bereits in der Allgemeinen Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft zu Cassel (1902 S. 147) einige vorläufige Mitteilungen gegeben. Er wies damals auf die weite Verbreitung von Strömungen in Binnenseen hin, welche durch Vorschieben von Sand an den Ufern die Bildung von Haken (Kliffhaken usw.) veranlassen und zeitweise zu einem Kreislaufe des Oberflächenwassers führen. Die inzwischen fortgesetzten Beobachtungen haben diesen Satz bestätigt und eigenartige Abweichungen zwischen den Küstenveränderungen der Binnenseen und der Meere ergeben. Diese Abweichungen sind nicht nur durch den Mangel der Gezeiten und des Salzgehaltes, sondern ganz besonders durch die Größenverhältnisse bedingt. Wie jeder Organismus nur mäßigen Schwankungen seiner Größe unterliegen kann, wenn anders nicht die Wirkungsart und damit die Gestalt oder Struktur seiner einzelnen Organe sich ändern müßte, so ist es auch in der sog. unorganischen Welt, in den Einheiten wesentlich gleichartiger geologischer Tätigkeit! Denn die zur geologischen Gestaltung zusammenwirkenden Kräfte, Massen und Widerstände wirken nach sehr verschiedenen Potenzen der Dimensionen. Deshalb müssen in ähnlich gestalteten, aber verschieden großen geodynamischen Einheiten die an sich ähnlichen geologischen Kräfte zu verschiedener Gestaltung führen. In bezug auf Kraftwirkung gibt es, streng genommen, keine vollkommenen geologischen Modelle, sondern ursprünglich gleiche Gestalten verändern sich geologisch in verschiedener Weise, sobald

ihre Maße abweichen. Die geologischen Vorgänge sind Funktionen der Maße, wie sie Funktionen zahlreicher anderer, in jedem Einzelfalle gegebenen Variablen sind. In offenen Ozeanen, Rand- und Binnenmeeren, wie in den meerartig großen Binnenseen vollziehen sich die geologischen Umgestaltungen vorwiegend im Sinne einer Vereinfachung der Küstenlinien, wenn man von den durch Flüsse ins Meer hinausgebauten Deltas absieht.

In den kleineren Binnenseen, wie sie unser norddeutsches Flachland aufweist, fehlen nun die von den Meeresküsten her wohlbekannten kliffähnlichen Steilufer, Flachufersäume, Haken und Nehrungen zwar nicht (wie Penck [1]) meint) völlig; aber die Haken nehmen mit Vorliebe eine abweichende Gestalt und Lage an.

Während an Meeresküsten alles dahin wirkt, den Verlauf der Uferlinien zu vereinfachen, bemerken wir an Binnenseen daneben Vorgänge von entgegengesetzter Wirkung. Während an Meeresküsten Kliffhaken und Nehrungen die Richtung der sie ernährenden Kliffstücke gradlinig oder mit leichter Ablenkung fortsetzen, herrschen an den kleineren Binnenseen die Querhaken, deren Achse einen großen, oft nahezu rechten Winkel mit den angrenzenden Teilen der Uferlinie bildet. Dabei geht letztere meist im Bogen in die Umrandung des Hakens über, sodaß dieser in den ersten Stufen seiner Ausbildung einen angenähert dreieckigen Grundriß annimmt, der sich im Laufe der Zeit mehr und mehr zu einer den See durchquerenden Barre auswächst, für welche der Name Seebrücke angemessen erscheint. Das Wachstum der Seebrücke und deren endliche Schließung wird dadurch vorbereitet, daß dem an dem einen Ufer entstehenden Querhaken vom gegenüberliegenden Ufer her ein anderer entgegenstrebt, etwa ähnlich wie bei einer Wasserhose der strudelnd tief herabziehenden Wolkenspitze eine aus dem Wasser sich erhebende Masse mit gleicher Achse sich entgegenhebt.

Diese Querhaken sind, genau wie die Kliffhaken der Meeresküsten, das Werk von Driftströmungen, also von Bewegungen des Wassers, welche vom Winde veranlaßt werden. Daß letzterer die oberflächlichste Schicht des Wassers im Sinne seiner eigenen Richtung, wenngleich mit geringerer Geschwindigkeit fortbewegt, lehrt die Beobachtung. Die Art, wie diese Oberflächenbewegung sich in die Tiefen des Wassers fortpflanzt, hat Zöppritz 1878 analytisch entwickelt. [2])

Seine Formel wird gewöhnlich in der von P. Hoffmann vereinfachten, aber nur innerhalb gewisser Grenzen angenähert zutreffenden Form zitiert, aus welcher sich mit Hilfe der durch

[1]) Morphologie 2. S. 212.
[2]) Annalen der Physik 3. 1878, S. 582 ff.

O. E. Meyer bestimmten Reibungs-Koëffizienten berechnen läßt, daß in einer seitlich unbegrenzten ruhenden Wassermasse eine oberflächlich erzeugte Driftstrom-Geschwindigkeit v_0 schon nach 24 Stunden in 1 m Tiefe die Geschwindigkeit 0,17 v_0, und in 4 m Tiefe die Geschwindigkeit 0,04 v_0 erzeugt, falls v_0 konstant bleibt; auch ergibt sich, daß bei seitlicher Begrenzung der Wassermasse sich diese Verhältnisse nur sehr wenig ändern.

Aus derselben Formel folgt zugleich das große Beharrungsvermögen, welches den Driftströmungen innewohnt und welches nach Zöppritz so weit geht, daß eine vor 10000 Jahren in den Ozeanen entstandene, hinreichend starke Strömung noch heute nicht völlig verschwunden sein würde.

Die Schnelligkeit, mit welcher sich die Bewegung in der Tiefe fortpflanzt, ist in der Ostsee an dem auf Adlergrund (zwischen Rügen und Bornholm) liegenden Feuerschiffe durch Beobachtungen ermittelt: Tritt dort ein Wind auf, so macht sich sein Einfluß auf die Wasserbewegung sogar in 5 m Tiefe fast stets noch am selben Tage fühlbar. Bei Binnenseen liegt die Vermutung nahe, als könne der rasche Wechsel der Winde merkliche Strömungen nicht aufkommen lassen. Demgegenüber ist folgendes anzuführen:

Zum Ersatz der durch die Driftströmungen weggeführten Wassermengen entstehen notwendig Ausgleichsströme (Kompensationsdriften). In Binnenseen werden diese dort, wo der Wind genau senkrecht zur Uferlinie steht, ein Aufsteigen von Tiefenwasser unter dem Winde und ein Hinabdrücken von Oberflächenwasser am gegenüberliegenden Ufer herbeiführen. Da aber hierbei die aus der thermischen Verschiedenheit des spezifischen Gewichtes entspringenden Widerstände zu überwinden sein würden, auch an dem allergrößten Teile des Seeufers der Wind in spitzem Winkel zu letzterem streicht, so folgt für die Kompensationsströmung eine nie ganz fehlende, meist aber überwiegend große seitliche (horizontale) Komponente, d. h. ein Kreislauf des Wassers, zunächst entlang den Uferlinien.

Zeitlich aufeinander folgende Winde von sehr verschiedener, ja selbst von entgegengesetzter Richtung brauchen ihre Driftwirkungen keineswegs gegenseitig aufzuheben; sie können vielmehr letztere unter Umständen addieren, sobald sie nur gleichsinnige Kreisläufe veranlassen. Letztere sind eben nicht von unendlicher Mannigfaltigkeit, sondern nur entweder rechtsläufig oder links läufig. Welcher dieser beiden Fälle eintritt, hängt von der Gestalt der Uferlinie und der Verteilung der dieselbe überragenden Höhen ab. So wird, auch wenn ein Wind abflaut oder sich dreht, dessen Driftströmung noch lange fortbestehen können. Je

nach dem Überwiegen der Kräfte wird man in den Haken rechtsdrehende und linksdrehende Seen unterscheiden können, auch mag diese Eigenschaft durch gewisse Änderungen, z. B. das örtliche Emporwachsen eines Waldes ihr Vorzeichen ändern.

Das Wachsen der Querhaken läßt nun erkennen, daß gerade an kleineren und mittleren Binnenseen — wohl infolge ihrer Flachheit — die Wassermasse nicht als Ganzes sich bewegt, sondern in mehrere — bisweilen viele — einzelne Kreislaufsysteme zerfällt, an deren Berührungsgrenzen die Querhaken entstehen.

Ist einmal die Wassermasse infolge des Mißverhältnisses zwischen Tiefe und Fläche in mehrere solcher Systeme zerrissen, so wirkt dieses Ereignis fort, indem infolge der mählich wachsenden Querhaken die Teil-Kreisläufe mehr und mehr zwangsläufig werden. Die Verteilung der Wärme und des Gasgehaltes im Wasser, wie des Planktons, sowie die Lage der thermischen Sprungschicht und die Begrenzung der biologischen Regionen muß durch die Drift- und Ausgleichsströme wesentlich beeinflußt werden.

Wenn zwei Querhaken sich entgegenwachsen, so erzeugen sie einen Engpaß, in welchem die den Wasserstand des benachbarten Seeteils ausgleichende Unterströmung erodierend wirkt. Dort entsteht mithin als mittelbare Wirkung der Driftströme eine örtlich eng beschränkte Vertiefung des Seegrundes — eine Auskolkung. Diese verzögert zugleich die weitere Verlängerung der Querhaken. Haben letztere infolge günstiger Wachstumsbedingungen den Kolk überwunden, so vereinigen sie sich zu einer Seebrücke und der See hat sich geteilt, ohne daß etwa ein Flußdelta sich vorgeschoben oder eine ursprünglich vorhanden gewesene tiefe, von Reaktions- oder „Neer"-Strömen durchlaufene Bucht abgeschnürt worden wäre.

Flußartig gestreckte Seen — wie solche das norddeutsche Tiefland so vielfach zeigt — können durch Selbstteilung zu Gestalten gelangen, welche an den Längsschnitt einer Nodosaria erinnern; aber auch rundliche Seen bilden, sobald ihre Tiefe gering im Verhältnis zur Fläche ist, Seebrücken aus, wie dies beispielsweise die Seen von Warnow auf der Insel Wollin (Prov. Pommern) erkennen lassen, wo die Abschnürung bereits zu einer Differenzierung des Plankton-Gehaltes geführt hat.

Wie die von den Meeresgestaden bekannten Kliffhaken den Binnenseen nicht völlig fehlen, sondern nur hinter anderen Bildungen an Masse und Häufigkeit zurücktreten, so finden umgekehrt auch die Querhaken der Seen ihre Analogien an den Meeresküsten. Es sind dies die kleinen, auf den gewöhnlichen Karten

verschwindenden Spitzen zwischen den Kreisbogen, auf welche THEOBALD FISCHER in seinen Mittelmeerstudien die Aufmerksamkeit gelenkt hat. Bereits 1885 fand FISCHER[1]), „daß überall da, wo das Meer durch Brandungswellen und Strömungen überwiegenden Einfluß auf die Gestaltung und Entwickelung der Küsten ausübt, die Küstenlinie die Form aneinander gereihter Kreisbogen annimmt, an Steilküsten mit kleinem, an Flachküsten mit großem Radius."

Der gleiche Forscher faßte 2 Jahre später[2]) diesen Satz schärfer dahin, „daß an Küsten mit unveränderlichem Meeresspiegel die Brandungswelle, wenn sie die ausschlaggebende, küstengestaltende Kraft ist, konkave Buchten, aber wohl immer nur von geringer Tiefe schaffen kann, an Abrasionsküsten aber in der Regel solche schaffen wird."

Nach unseren Erfahrungen an Binnenseen werden wir diesen Erfahrungssatz dahin auslegen, daß auch an den Küsten tiefer, aber gezeitenloser Binnenmeere örtlich die Driftströmungen zwangsläufige Kreisströme erzeugen, deren Sedimente aber nirgends weit ins offene Meer vordringen, weil sie von anderen Strömungen überwältigt werden.

Wie schnell in Binnenseen Querhaken entstehen können, zeigt der Umstand, daß sie sogar sich an Eisenbahndämmen anlehnen, welche mitten durch Seen geschüttet sind. Vortr. sah solche an der Bromberg-Dirschauer Bahn bei Laskowitz in Westpreußen und an der Posen-Thorner Bahn bei Mogilno in der Provinz Posen. Erstere Bahn ist 50 Jahre alt, letztere wenig über 30 Jahre.

Wo Moränen, Drumlins, Åsar in einen Binnensee hineinragen, entwickelt sich als deren scheinbare Fortsetzung im Wasser ein alluvialer Haken, welcher, seiner ersten Anlage nach ein Kliffhaken, sich bald zum Querhaken ausbildet, wie man dies auch auf Photographien nordschwedischer Landschaften erkennen kann.[3]) Ihrem Wesen nach sind die Querhaken Unterwasserbildungen des flachen Wassers, und somit nach der für diese bezeichnenden Art aufgebaut. Als Vorläufer erscheinen an der Spitze — bisweilen auch fehlend — Pflanzen mit Schwimmblättern, zumal *Nymphaea* oder *Nuphar*. An diese reihen sich Schar- bildende Uferpflanzen, insbesondere dichte Bestände von Schilf, *Phragmites communis*, zwischen denen der angetriebene Schlamm, vermischt mit dem Schilftorf, sich ansammelt.

---

[1]) PETERMANNS Geogr. Mitteilungen 1885 S. 420.

[2]) Ebenda 1887 S. 11.

[3]) Vergl. HÖGBOM, Studien in nordschwedischen Drumlinlandschaften. Bull. Geol. Instit. Upsala. 6. (2) S. 185, Fig. 3.

So wachsen Haken und Seenbrücken allmählich bis über die Wasserlinie; in anderen Fällen werden sie durch Senkung des Seespiegels trocken gelegt und können dann autochthon oder auch durch Überschwemmung und Eisschub noch weiter emporwachsen. Das naturgemäße Profil der Seenbrücken ist demnach Torf über Sand, oder Torf über Faulschlamm (insbesondere „Wiesenkalk"); stellenweise auch Sand mit dünner torfähnlicher Humusdecke. Bei älteren Seenbrücken legen sich auf dieses Normalprofil dann noch, je nach der eintretenden Entwicklungsrichtung, entweder Torf (zunächst Caricetum, bei langer Entwicklung bis zum Sphagnetum fortschreitend) oder Sand, Kies, Geröll und Blöcke, letztere als Zeugen stattgefundener Eisschiebungen.

Diese Erscheinung, daß jungalluviale Seenbildungen von Kies und selbst Blöcken überlagert werden, tritt gesetzmäßig überall dort ein, wo nicht übermächtiger Pflanzenwuchs ihr entgegenwirkt; sie wird also namentlich in der pflanzenarmen, dem letzten Rückzuge des Landeises zunächst folgenden, seenreichen Zeit herrschend gewesen sein und uns für deren Ablagerungen als typisch gelten.

Wenn Vortr. bespielsweise auf Blatt Goßlershausen in Westpreußen bis 3 Dezimeter Kies über alluvialem Wiesenkalk und unweit Oppeln in Schlesien Kies bezw. weitverbreitete Bestreuung eines Sandes mit bis faustgroßen Geröllen über dem Torfboden eines erst vor wenigen Menschenaltern entwässerten Karpfenteiches beobachtete und wiederholt Blöcke auf zweifellos jugendlichen Absätzen noch bestehender Landseen fand, so wird man künftig auch die Überlagerung mit solchen nicht mehr, wie bisweilen geschieht, als untrügerisches Kennzeichen diluvialen Alters betrachten, sondern durch kritische Würdigung aller sonstigen Einzelumstände über das Alter der betreffenden Schichten urteilen.

In zahlreichen, als diluvial angesprochenen Sanden beobachtet man das Profil: Geschiebesand über geschiebefreiem Sand. Bis gegen Ende des vorigen Jahrhunderts wurde das sogar auf „Oberes Diluvium über Unterem Diluvium" gedeutet. Aus dem Studium der Binnenseen erfahren wir, daß dieses Profil mit Gesetzmäßigkeit als eine in sich zusammenhängende Bildung entsteht, sobald ein See mit Sedimenten ausgefüllt wird. Wir werden daher solche Vorkommen künftig nicht nur als einheitliche, sondern auch als Seenbildungen deuten, sofern letzteres nach den Umständen zulässig erscheint. Als Bestätigung dieser Deutung werden wir es empfinden, sobald wir unter dem Sande Ton (Deckton) nachweisen können. Denn die gesetzmäßige Ausfüllung eines pflanzenarmen Sees ist $\begin{array}{c}GS\\ \hline S\\ \hline KT\end{array}$, soweit die hierzu erforderlichen

Rohstoffe vorhanden waren, die sich in jedem kalkhaltigen Glazialgebiete finden.

Der Mangel an Schichtung in den obersten Tiefen ist hierbei kein Beweis gegen wässerige Ablagerung, da bis zu etwa 1 m Tiefe fast allerorten auch eine ursprünglich vorhanden gewesene Schichtung durch Frost vernichtet wird. Viele der als Sandr oder Talsande erscheinenden Flächen werden sich hiernach als Seenabsätze herausstellen.

Die im norddeutschen Flachlande so bezeichnenden, langgestreckten Ketten von Seen erklären sich nun einfach als Reste ursprünglich größerer, zusammenhängender Seen. Und zwar brauchten diese weder durch Moränen abgesperrt noch in ihren einzelnen Kesseln durch strudelnde Gletscherwässer (Evorsion) ausgekolkt zu werden; sondern die trennenden Kräfte wirkten alluvial und wirken noch heute fort; aber nicht sowohl durch Aushöhlen der Tiefen, als durch Aufbauen der trennenden Brücken. Diese Erkenntnis ist durchaus verträglich mit der Tatsache, daß auch Moränen, Åsar und Deltas stellenweise zwei Seen scheiden. Mögen nun lange Seen in Ketten oder rundliche Seen in unregelmäßig zerstreute Restseen sich auflösen, in beiden Fällen zielen die Kräfte auf eine Annäherung an Kreisgestalten und auf eine verhältnismäßige Erhaltung der Tiefen hin, da letztere im Allgemeinen nur von den langsam sich aufhäufenden Planktonniederschlägen und nur örtlich und anfangs ausnahmsweise von vorrückenden Haken überdeckt werden.

Diese Neigung zur Kreisgestaltung findet ihren vollkommensten Ausdruck in den kleinsten unserer Seen, den Söllen, welche mit mehr oder minder kreisähnlichen Umrissen zu Zehntausenden das norddeutsche Flachland durchschwärmen und bereits im 18. Jahrhundert die Aufmerksamkeit erregten. Sie wurden anfangs für vulkanische Krater, später für Erdfälle, neuerdings von Einzelnen für Einsenkungen über geschmolzenen Eisblöcken gehalten, während wohl die Mehrzahl der neueren Geologen sie auf Strudel zurückführt. Diese von Berendt und Geinitz, unabhängig von einander in den Jahren 1879 und 1880 ausgesprochene Ansicht möchte vielleicht für einzelne derselben zutreffen; für die vorhandene große Zahl kann sie nicht gelten. Betrachtet man die Bilder von Söllen, welche Berendt[1]), Wahnschaffe[2]), Geinitz[3]) und Vortr.[4]) gegeben haben, so fällt neben der Kreisform die

[1]) Diese Zeitschr. **32**. 1880. S. 65.

[2]) Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes 1901. S. 124.

[3]) Titelblatt zu Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs 1886 und Lethaea **3**. (2) 1904 S. 316.

[4]) Erläuterungen zu Blatt Mewe d. geolog. Karte von Preußen 1889 S. 9.

verhältnismäßige Steilheit der Ufer auf. Der Gedanke an Ausstrudelung liegt da wirklich nahe! Hiermit scheint leicht vereinbar ihre oft reihenweise Anordnung. Viele liegen zwar auf der Diluvialplatte, „aber mit, wenn auch geringer, flacher Bodeneintiefung, die z. T. zu nachbarlichen gleichen Formen hinführt, z. T. als „Talbeginn“ eines weiterhin sich entwickelnden Tales. Es sind eben die Sölle hier die ersten Ausstrudelungsformen, das überschüssige Wasser mußte sich weiter seinen Weg bahnen und Talläufe schaffen“ (Geinitz).

Dieser Evorsionstheorie gegenüber mußte der Umstand auffällig erscheinen, daß man nirgends neben den Söllen Wälle der durch den Strudel ausgeworfenen Massen fand. Aber man beruhigte sich mit der Erklärung, daß diese mit dem Strudelwasser weit hinweggeführt worden seien.

Dagegen stelle ich die Frage: Wie ist es möglich, daß in dem Zeitraum vieler Jahrtausende, welcher seit dem Verschwinden der Eisdecke verflossen ist, zwar viele Sölle vertorft, aber die übriggebliebenen mit scharfen Rändern, gewissermaßen unverändert, erhalten geblieben sein sollen? Angesichts der Versandungen, welche alle größeren und mittleren Seen in dieser Zeit betroffen haben, wie angesichts der aufbauenden und zerstörenden geologischen Kräfte überhaupt erkläre ich: es ist unmöglich, daß eine der als Sölle inmitten losen Schwemmlandes abgebildeten Gestalten ein Jahrtausend lang bestehe!

Der scheinbare Evorsionsrand ist nicht im diluvialen Geschiebemergel eingeschnitten, sondern in jungalluviale Aufschüttungsmassen. Oft liegen die Sölle in unmittelbarer Nähe anstehenden Geschiebemergels, bisweilen aber weit davon entfernt. Sie erfüllen Vertiefungen, welche bei Ausfüllung älterer Bodeneinsenkungen zurückgeblieben sind. Schon vor langer Zeit hat Ule[1]) dies für „manche“ Sölle ausgesprochen, während derselbe gleichzeitig „eine große Zahl“ durch Evorsion und „einige“ durch schmelzende Eisblöcke entstehen ließ. Aber für die Einheitlichkeit und Gesetzmäßigkeit der Erscheinung mußte eine einheitliche — nicht eine dreiteilige — Erklärung gefunden werden, und ebenso für die bis in die Neuzeit gehende Erhaltung der Formen.

Im allgemeinen kann man am Rande eines Sölls einen der nächsten Bodenerhebung zugewandten Teil (den proximalen Rand) von dem entgegengesetzten (dem distalen Rand) unterscheiden. Bohrt man an der Oberkante des proximalen Randes, so trifft man in der Höhe des Wasserspiegels oder nahe darunter auf humose oder humusstreifige Massen. Selbst dieser proximale, also

[1]) Die Tiefenverhältnisse der masurischen Seen. Jahrb. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. f. 1889, S. 52.

dem Geschiebemergel zugewandte Rand ist demnach aufgeschüttet. Er besteht aus Abschlämmmassen, welche auf den preußischen Karten mit (α) bezeichnet werden. Diese sind vorwiegend der Absatz periodischer und auf engstem Raume sich entwickelnder Wässer, wie sie gemeinhin als Regen- und Schneeschmelzwässer ihr geologisches Werk im Kleinen, aber oftmals wiederkehrend, verrichten. In Geschiebemergelgebieten wird (α) oft sogar in Aufschlüssen überraschend ähnlich dem echten Geschiebemergel, aus dessen Umlagerung es hervorging. Noch viel schwerer ist es von diesem natürlich durch bloße Betrachtung der Ackerkrume zu unterscheiden. Die Erfahrung schärft aber doch den Blick des kartierenden Geologen, der in der Regel die Grenze zwischen (α) und (d m) dort erkennen wird, wo am Fuß ein Gehänge sich abflacht. Der anfangs deutlich geneigte Schuttkegel verflacht sich weiterhin und verfließt mit der Ebene, welche den Anschwemmungen eines Flusses oder Sees ihr Dasein verdankt. Erreicht der Schuttkegel eine Wasserfläche — sei es ein See oder eine zeitweilig austrocknende Pfütze —, so findet eine beschleunigte Ablagerung von Sinkstoffen, mithin eine Erhöhung des Uferrandes statt. An diesem Uferrand entwickelt sich ein dichter Pflanzenwuchs, welcher sich aus mehreren Gürteln bezeichnender Pflanzengesellschaften aufbaut, und diese halten die Abschlämmmassen auf, sodaß der Ufer-Rand sich erhöht und eine schmale Alluvialebene lehmähnlichen Bodens sich aufbaut.

Der Fuß dieser niedrigen Jungalluvialstufe wird vom Wasser bespült und soweit unterwaschen, daß er im natürlichen Böschungswinkel abfällt. Er wird verhältnismäßig steil, so lange das Söll groß genug bleibt, um seitliche Driftströme, wenngleich geringsten Maßes, zu gestatten. Daß diese Unterwaschung und seitliche Fortspülung auch an Söllen noch eintritt, sieht man gelegentlich an den im Boden gewachsenen, jetzt frei in die Luft ragenden Wurzeln von Bäumen und Sträuchern.

Die oft reihenförmige Anordnung von Söllen in flachen Rinnen, ganz besonders aber deren verhältnismäßig häufige Lage am proximalen Ende von Rinnen, erklärt sich hiernach von selbst. In der runden Gestalt der Sölle müssen wir den Ausdruck derselben Kräfte erblicken, welche, wie oben gezeigt wurde, alle Seen durch das Zusammenwirken von Zuschüttung und Driftstrom in Kreisgestalten zu zerlegen oder zu verengern suchen.

In der Mehrzahl der Fälle werden die Sölle die Reste von Seen-Tiefen sein, welche Einsenkungen der diluvialen Oberfläche erfüllten; sie können aber ebensowohl aus Seen und Pfützen alluvialen Alters sich entwickeln. Der Umstand, daß Alluvionen emporwachsen, konnte auf Abrundung in ähnlicher Weise hinwirken, wie

das Aufwachsen bei den vulkanischen Kratern, für welche ein früheres Jahrhundert die Sölle fälschlich erkannt zu haben glaubte. Wenn wir letztere vorwiegende und in größter Zahl in der Nähe der Moränenlandschaften finden. so ist dies mit obiger Erklärung durchaus vereinbar. Denn eben dort zeichnete sich von altersher die Oberfläche durch überaus kleinfaltige Formen aus, in welchen zahllose Seen und Tümpel und die Regenwässer aufnehmende Senken vorhanden waren. Diese alle wandelten sich durch Hilfe von Abschlämmmassen in Sölle um, indem die kleineren sich verkleinerten, die größeren sich teilten. Aber Begleiterscheinungen der Eiszeit sind doch nicht die rundlichen, bisher irrtümlich auf Evorsion gedeuteten Sölle in ihrer jetzigen Gestalt, sondern die ganz anders und unregelmäßig gestalteten ursprünglichen Vertiefungen, welche teils der glacialen Aufschüttung, teils der fluvioglacialen oder alluvialen gemeinen Erosion ihre Hohlform verdanken.

Zur Diskussion sprach Herr PHILIPPI.

Herr **HANS STILLE** sprach über: **Spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen.**[1])

Das nord-südlich gerichtete Egge-Gebirge, den südlichen Teil des weiterhin im „Osning“ nordwestlich gerichteten Teutoburger Waldes, begleitet ein kompliziertes Dislokationssystem, dessen Generalstreichen nord-südlich mit geringer Ablenkung nach Westen (etwa in Stunde 11) geht.

Wie innerhalb dieses Systemes Komponenten von typisch hercynischer (Stunde 9—10) und typisch rheinischer (Stunde 1) Richtung in mannigfaltiger Weise zur Entstehung der Generalrichtung (Stunde 11) zusammenwirken, so findet es auch nach Süden sowohl in hercynischen, wie in rheinischen Dislokationszügen seine Fortsetzung und resultiert gewissermaßen aus der Scharung solcher.

Hieraus und aus der Unmöglichkeit, in ihm die Komponenten nordwestlicher und nord-südlicher Richtung dem Alter nach zu trennen, ergibt es sich als Resultante der beiden hier gleichzeitig einsetzenden Bruchtendenzen, die anderen Ortes (Hannover, Teile von Hessen) zu zwei verschiedenen Dislokationssystemen, dem rheinischen und dem hercynischen, führen und dabei nach bisheriger Auffassung ungleichzeitig in Aktion treten.

---

[1]) Nur einige Hauptpunkte des Vorgetragenen sind im folgenden kurz zusammengestellt. Die genauere Ausführung und Begründung wird später an anderer Stelle wiedergegeben werden.

Auch die durch ihr Verhalten zur Kreide als präcretaceisch (jungjurassisch) festgestellten Dislokationen lassen bereits das Zusammenwirken der beiden Bruchrichtungen erkennen.

Die unvoreingenommene Untersuchung der Altersbeziehungen der Dislokationen der südlichen Egge zur Kreide ergibt folgendes:

1. Sehr viele der Hauptsprünge im Gebiete des südlichen Egge-Gebirges erweisen sich als sicher präcretaceisch.
2. Es läßt sich wohl für verhältnismäßig geringfügige Verschiebungen, die z. T. noch als wiederaufgerissene präcretaceische Störungen erscheinen, das postcretaceische Alter feststellen; für Verschiebungen größeren Ausmaßes mag in manchen Fällen dasselbe zutreffen, streng zu beweisen ist es aber nirgends.
3. Verfolgen diese Störungen beiderlei Alters im allgemeinen auch übereinstimmende Richtungen, so ist doch bei den als postcretaceisch zu beweisenden gegenüber den präcretaceischen ein etwas gesteigertes Hervortreten der N-S Richtung zu erkennen.

Im Gegensatze zum südlichen Egge-Gebirge sind vom nördlichen Teutoburger Walde (Osning) trotz mehrfacher gründlicher Untersuchungen der neuesten Zeit präcretaceische Dislokationen nicht bekannt geworden und bei der dortigen Lückenlosigkeit und Konkordanz der Schichten des gesamten Mesozoikum[1]) auch nicht zu erwarten.

Der Gegensatz im Alter der Brüche an der südlichen Egge und am Osning hängt damit zusammen, daß die heute an der Egge unter der westfälischen Kreide verschwindende präcretaceische Bruchzone südlich des heutigen Osning ihre Fortsetzung fand und dabei das nördlich liegende Gebiet ungestört ließ.[2])

Es erfuhr also im heutigen Nordgebiete der westfälischen Kreidemulde der Hauptschauplatz der nordwestlichen, weiter östlich in das h. 11-System der Egge einmündenden Dislokationen in der Tertiärzeit gegenüber der jüngsten Jurazeit eine Verlegung nach Norden im Zusammenhange mit dem gesteigerten Hervortreten der nord-südlichen Bruchrichtung an der Egge.

[1]) Übergreifende Lagerung des Wealden und Schichtlücken in seinem Liegenden finden sich nach unserer bisherigen Kenntnis erst in der Osnabrücker Gegend und weiter westlich und mögen dort allerdings mit vorcretaceischen Krustenbewegungen zusammenhängen. Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1905, S. 116.

[2]) Diese Zeitschr. f. 1905, Sitzungsprotokolle S. *168*.

In der Diskussion bemerkt Herr GRUPE, daß auch in dem östlich sich anschließenden braunschweigischen und hannoverschen Gebiet Lagerungsverhältnisse sich zeigen, die auf ein höheres, zum mindesten präoligozänes Alter einzelner Bruchspalten hinweisen, an denen dann aber später am Ende der Miozänzeit abermalige Verschiebungen stattgefunden und nunmehr ebenfalls das Tertiär disloziert haben, und ferner, daß auch dort das Ineinanderübergehen der hercynischen (nordwestlichen) und rheinischen (südnördlichen) Störungen, ihr unmittelbarer, eine durchaus gleichmäßige Tektonik bedingender Zusammenhang vielfach zu beobachten ist, eine Erscheinung, die in diesen Fällen gegen eine grundsätzliche Altersverschiedenheit der beiden Störungsarten spricht, vielmehr die Annahme rechtfertigt, daß dieselben einem einheitlichen Bruchsystem angehören, von dem manche Brüche, sowohl hercynische wie rheinische, in ihrer ursprünglichen Anlage sich schon in vortertiärer Zeit gebildet haben mögen.

Herr **C. GAGEL** sprach über die **südliche und westliche Verbreitung der oberen Grundmoräne in Lauenburg**[1]. Hierzu drei Textfiguren.

Von den beiden zur Zeit brennendsten Fragen der Diluvialgeologie — der der Interglacials und der nach der Ausbreitung des oberen Diluviums — ist die erstere nach den in den letzten Jahren erschienenen Arbeiten von WEBER, FRIEDRICH, SCHRÖDER und STOLLER, SCHMIERER und SÖNDEROP[2]) sowie des Verfassers wohl keine Frage mehr. Mit Ausnahme ganz vereinzelter, prinzipiell negierender Kritiker dürfte wohl für jeden, der sich mit der Frage eingehend beschäftigt hat, jetzt feststehen, daß wir sicher mindestens eine, höchstwahrscheinlich aber sogar zwei sehr lang andauernde Perioden wärmeren Klimas während des Diluviums gehabt haben, während welcher genügend Zeit zur Ausbildung sehr mächtiger Verwitterungszonen in den älteren diluvialen Ablagerungen und zum Absatz erheblicher, organogener Neubildungen, die ein nicht arktisches Klima voraussetzen, vorhandeu gewesen ist.

In Betreff der zweiten Frage — der der äußersten Verbreitung des oberen Diluviums bez. des Oberen Geschiebemergels — war es schon seit längerer Zeit klar, daß die ältere Anschauung, nach welcher die letzte Vereisung nicht sehr weit über die großen Endmoränen des baltischen Höhenrückens hinausgereicht, speziell

[1]) Wegen Zeitmangels mußte ich meinen Vortrag in stark gekürzter Form halten. Ich gebe ihn hier im Druck in extenso wieder.

[2]) Ich führe hier nur die bereits publizierten Arbeiten an, in denen pflanzenführendes Interglacial zwischen unzweifelhaften Grundmoränen nachgewiesen ist.

aber nicht die Elbe überschritten haben sollte, sicher unhaltbar ist, und es waren bereits eine ganze Menge Beobachtungen auch jenseits der Elbe bekannt geworden, namentlich von seiten meiner kartierenden Kollegen, die mit größerer oder geringerer Wahrscheinlickeit darauf hinwiesen, daß der Obere Geschiebemergel auch jenseits der Elbe vorhanden sei.

Zwingende und zweifellose Beweise dafür lagen aber bisher noch nicht vor, ja es schienen sehr wichtige Gründe dafür zu sprechen, daß an gewissen Stellen, z. B. in Lauenburg, der Obere Geschiebemergel in der Nähe der Elbe schon fehlte oder wenigstens nur in sehr kleinen und kümmerlichen Resten vorhanden wäre, und bei Lüneburg speziell sollte gewiß kein oberes Diluvium mehr nachweisbar sein. Diese auch auf den preußischen Spezialaufnahmen der Gegend von Lüneburg-Lauenburg zur Darstellung gelangte Auffassung ergab aber beim Fortschreiten der Aufnahmen von Lauenburg nach N und NO Anlaß zu so unwahrscheinlichen Folgerungen, daß sich die Notwendigkeit herausstellte, die Kartierung des Oberen Geschiebemergels in diesem Gebiet an einem ganz zweifellosen Punkt, nämlich zwischen der sogenannten großen baltischen Endmoräne nördlich von Lübeck und der südlichen baltischen Endmoräne, die zwischen Zarrentin, Gudow, Lehmrade, Mölln verlaufen mußte, zu beginnen und durch ganz detaillierte Aufnahme und Verfolgung dieser Oberen Grundmoräne von dieser Stelle, die der Stelle der Definition für den Begriff „Obere Grundmoräne“ zweifellos entspricht, nach Süden und Westen den Nachweis für die Verbreitung bez. das Aufhören des Oberen Geschiebemergels ganz zweifellos zu führen.

Durch die Aufnahmen der Jahre 1901—1904 war festgestellt worden, daß eine ununterbrochene, mächtige Obere Grundmoräne von der Lübischen Ebene über zwei kleinere Endmoränestaffeln in der Gegend von Ratzeburg—Mölln bis zu der südlichen Hauptendmoräne in der Gegend von Zarrentin, Gudow, Mölln, Breitenfelde, Niendorf, Talkau, Gr. Schretstaken, Forst Hahnheide sich erstreckt, daß diese einheitliche Grundmoräne in diesem Gebiet auf den Höhen eine Mächtigkeit von 12—29 m, in den Senken eine solche von 19—35 m erreicht und daß diese obere Grundmoräne an zahlreichen Stellen von mächtigen Verwitterungs- und Entkalkungszonen bez. sogar von organogenen Bildungen, Muschelablagerungen und Torflagern, also von Interglazialschichten unterteuft wird.[1])

---

[1]) Vergl C. GAGEL, Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln. Jahrb. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. 1903, S. 61. — Einige Bemerkungen über die Obere Grundmoräne in Lauenburg. Ebenda S. 458.

Durch drei Brunnenbohrungen in der Endmoräne in Talkau und Gr. Schretstaken wurde neuerdings festgestellt, daß der Obere Geschiebemergel auf der Höhe der Endmoräne an einer Stelle mehr als 15 m, an zwei anderen Stellen 25 m mächtig ist und von wasserführenden Sanden und Kiesen unterlagert wird, über deren Beschaffenheit in Bezug auf Kalkgehalt bez. Kalkfreiheit leider nichts in Erfahrung zu bringen war. Südlich von dieser Hauptendmoräne verschwindet nun der Obere Geschiebemergel auf die Erstreckung von einigen 100 m bis einigen Kilometern vollständig unter den mächtigen Oberen Sanden, die in der Endmoräne bei Talkau z. T. schon mit 3 m und mehr Mächtigkeit ihn überlagern und weiter nach Süden immer zusammenhängender und mächtiger werden, z. T. nachweisbar über 18 m Mächtigkeit erreichen.

Erst im Süden der Blätter Siebeneichen und Schwarzenbek treten, zuerst vereinzelt, dann immer mehr sich zusammenschließend, wieder Partieen von Geschiebemergel unter dem mächtigen Sandr hervor, die im Norden von Blatt Pötrau und Hamwarde dann ein zusammenhängendes Grundmoränenplateau bilden. — Diese zusammenhängende Grundmoränendecke erstreckt sich von Schwarzenbek nach Westen über Bruhnstorf, Dassendorf bis Hamwarde, nach SO über Wangelau und Lütau hinaus. Der Geschiebemergel dieser zusammenhängenden Decke ist durch zahlreiche Mergelgruben und Brunnenbohrungen in der Umgegend von Schwarzenbek so gut aufgeschlossen, daß wir über seine Beschaffenheit, seine Mächtigkeit und sein Liegendes ganz ausnahmsweise gut und vollständig unterrichtet sind.

Über die Mächtigkeit dieses Geschiebemergels liegen von N nach S folgende Beobachtungen vor:

1. bei Elmenhorst mehr als 10 m (Bohrung, ohne Wasser zu finden, eingestellt),
2. bei Lanken 26 m (zwischen 4 und 30 m Tiefe), unterlagert von mehr als 15 m schwarzem Glimmerton,
3. bei Grabau 15 m (über wasserführendem Sand),
   mehr als 20 m (ohne Wasser zu finden eingestellt),
   32 m (über 3 m wasserführendem Kies),
4. bei Gr. Pampau mehr als 22 m (ohne Wasser zu finden eingestellt),
   mehr als 25 m (ohne Wasser zu finden eingestellt),
   mehr als 7,5 m (Mergelgrube),
5. bei Schwarzenbek
   a) Bahnhofsbrunnen **38,3 m** (von 2,20—40,5 m Tiefe), er wird unterlagert:
      in 40,5—42,5 m Tiefe von Kies mit Steinen und etwas Wasser,

42,5—50,8 m von Unterem Geschiebemergel: dm
50,8—80,7 m von braunem, schlammigem Sand mit Tonschichten, Braunkohlen und wenig Wasser,
80,7—83,6 m von braunem, festem Ton mit Glimmer,
83,6—93,15 m von weißem Sand mit aufsteigendem Wasser (bis 9,7 m unter Flur),
93,15—93,4 m von braunem, festem Ton mit Glimmer.

b) Brunnen der Meierei 45 m ?
(von 0—45 m blauer Mergel mit Steinen, bei 45 m Tiefe festes Holz, das sich schwer schneiden ließ, von 45—78 m blauer Mergel mit Steinen, von 78—88 m Sand mit Wasser, (Angaben eines sehr zuverlässigen Bohrmeisters).

c) Dr. Schmoek **41 m** (über 6 m wasserführendem Sand)

d) Schröders Hotel 18 m (über wasserführendem Sand)

e) Apotheker Saur 17 m „ „ „
darunter wieder blauer Mergel, dm.

f) Tierarzt Neumann 14 m (über wasserführendem Sand), der Obere Mergel mit Torfstreifen; darunter wieder Geschiebemergel,

g) bei Krüzmann (N der Chaussee): 13 m (über wasserführendem Sand), darunter wieder Mergel dm.

h) bei Uhrmacher Steffen 14 m (über wasserführendem Sand)

i) bei Maler Schröder über 16 m (ohne Wasser zu finden eingestellt, unten sehr schwer schneidbares Holz im Mergel)

k) bei Wirbel 12 m (über **8 m Torf und Diatomeenerde** mit unbrauchbarem, modrigen Wasser)

l) bei Stock 11 m (über 14 m wasserführendem Sand; in einer 50 m südlich davon gelegenen Sandgrube ist der Mergel nur 0,8—3,5 m mächtig und liegt auf 9 m kalkfreien, verwitterten Sanden, unter denen die wasserführenden Sande folgen)

m) bei Lütmann 10 m (über 37 m wasserführendem Sand)

n) bei Krüzmann (S der Chaussee) 7 m (über 3 m wasserführendem Sand)

o) bei Prösch 5—6 m (liegt über 0,25—1,25 m **Torf mit Ästen und Birkenholz**; ich habe an der Stelle nachgebohrt und den Torf selbst gefunden), darunter liegt humoser Sand und dann wieder Mergel: dm.

p) Mergelgrube S. Schwarzenbeck 5 m, darunter „schwarzer Ton mit Muscheln“ (da die Grube bis oben voll Wasser steht, war keine Probe von dem Ton zu erlangen, es sollen ziemlich viel Muscheln darin gewesen sein).

Diese 16 Aufschlüsse liegen auf einem Raum von 1300 m OW und 900 m NS Erstreckung.

6. a) bei der Rühlau (Sandgrube) 1—4 m mächtig (über 8 m kalkfreiem, verwittertem Sand)
   b) Bohrung Villa Rehfardt 11 m mächtig (unterlagert von 11—14 m von tonstreifigen Sanden, von 19 bis 27 m von wasserführenden, grandstreifigen Sanden, bei 27 m von „Ton“.
7. in Barthelsdorf 5—6 m, darunter wasserführender Sand,
8. im Forstort Hülshorst (Ostrand des Sachsenwaldes) 14 m (über Sand und Kies),
9. in Bruhnstorf 9 m (darunter 10 m wasserführender Sand),
   12,5 m „ 8 „ „ „
10. am Hamburger Genesungsheim südlich der Rühlauer Forst 4 m (über 4 m wasserführendem Sand),
11. Mergelgrube in der Langenrahde über 8 m (enthält 39—43 % $CaCO_3$),
12. Mergelkuhle am Nordrande der Gemarkung Kollow 5—6 m (über braun und schwarz gestreiftem Bänderton).
13. Mergelkuhlen am Dorf Kollow a) 7 m (über schwarzem geschichteten Tonmergel),
   b) 4 m (über schwarzem **Tonmergel mit *Ostrea edulis***, eine Schale liegt vor),
14. Brunnen im Dorf Kollow 10 m (über wasserführendem Sand),
   14 m „ „ „
   20 m „ „ „
15. a) Mergelgrube Lütau 4—4,5 m
(unterlagert von 1,4 m kalkfreiem Sand,
3 „ kalkarmen Sand,
1 „ normal kalkhaltigem Sand
1 „ Tonmergel
2 „ kalkhaltigem, wasserführenden Sand)
   b) Brunnenbohrung Lütau 10 m, darunter „Braunkohle“ (wahrscheinlich diluvialer Torf.)

Südlich von Lütau hört dann die geschlossene Grundmoränendecke auf; es erscheinen immer größere Sandflächen, und endlich ganz am Südrande von Blatt Prötrau in dem Einschnitt der Krüzener Ziegelei ist jetzt nochmals der Obere Geschiebemergel aufgeschlossen, der hier von kalkfreien Sanden und Tonen unterlagert wird, unter denen ein tieferer Geschiebemergel erbohrt ist. (Fig. 2).

In der daneben gelegenen großen Tongrube der Ziegelei Krüzen (Fig. 3) schwellen diese, zwischen den beiden Geschiebemergeln des Fördereinschnitts fast ausgequetschten, kalkfreien Sande und Tone zu einer über 20 m mächtigen Schichtenfolge an, die unter etwa 30° nach Westen einfällt und aus einem fünffachen Wechsel von z. T. humosen, sandstreifigen, kalkfreien Tonen, kalkfreien, tonstreifigen Sanden und kalkfreien, eisenschüssigen Sanden besteht. Diese Schichtenfolge ist, abgesehen von der Aufrichtung unter etwa 30°, in sich ganz ungestört und stellt eine offenbar von Anfang an vollständig kalkfreie, z. T. humose Ablagerung dar, die ganz zweifellos keine glaciale Hvitåbildung, sondern eine interglaciale lacustre bezw. fluviatile Bildung ist. Diese über 20 m mächtige Schichtenfolge ruht auf grünlichen und dann auf schwarzen, kalkhaltigen Diluvialtonen, die G. Müller für aufgearbeiteten und umgelagerten Lauenburger Ton erklärt hat[1]), und die ihrerseits mit steiler Auflagerungsfläche auf dem plötzlich aus der Tiefe emportauchenden untersten Geschiebemergel G. Müllers (dm I) liegen, der seinerseits von den tiefsten petrefaktenführenden Lauenburger Diluvialbildungen unterlagert wird. Wir haben also vom Südrand des Blattes Siebeneichen bis zum Südrande von Blatt Pötrau, also auf etwas mehr als eines Meßtischblattes Länge eine geschlossene Grundmoränendecke, die, wie durch die oben erwähnten 9 Tagesaufschlüsse und 33 Bohrungen im speziellen nachgewiesen ist, zwischen 41 und 3,5 m mächtig ist, von einem durchgehenden Wasserhorizont und z. T. von Eluvialbildungen (Entkalkungs- und Verwitterungszonen), z. T. von interglacialen Neubildungen (kalkfreien Sanden, humosen Tonen, muschelführenden Tonen mit *Ostrea edulis* und Torf) unterlagert wurde[2]), unter denen wieder ein Geschiebemergel auftritt, der in einem Falle als die unterste Bank der unteren Lauenburger Geschiebemergel erwiesen werden konnte.

---

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. f. 1899. S. LII.

[2]) Auffallend ist dabei nur, daß im Liegenden dieses oberen Geschiebemergels neben Torfablagerungen in Schwarzenbek auch, in nur 4,5 km Entfernung nach Süden davon, schwarze Tonmergel mit *Ostrea edulis* liegen (Kollow). Vergl. diesbez. Schröder und Stoller, Marine und Süßwasserablagerungen im Diluvium von Ütersen-Schulau. Jahrb. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. 1903 S. 94.

Die über dem Torf liegende Grundmoräne hat mehrfach Schollen und Fetzen von diesem aufgenommen, wie in Bohrungen nachgewiesen wurde, die z. T. auch fossile, aber schneidbare, also nicht verkieselte Hölzer im „blauen Mergel" angetroffen haben, während weiter südlich bei Artlenburg und Lauenburg wieder interglaciale Torfe auftreten.[1])

Die Interglacialzeit hat also nicht nur so lange gedauert, daß sich eine gemäßigte Flora und Fauna in dem Gebiet ansiedeln konnte, sondern daß während derselben sogar eine doppelte — positive und negative — Strandverschiebung eintreten konnte.

Diese Grundmoräne auf den Blättern Schwarzenbek, Hamwarde und Pötrau stimmt also sowohl in ihrer Mächtigkeit wie in ihrem Liegenden auf das auffallendste mit dem zweifellosen Oberen Geschiebemergel hinter der südlichen Hauptendmoräne überein, von dem sie oberflächlich nur durch einen, z. T. wenige hundert Meter breiten Sandr getrennt ist; an ihrer Identität mit diesem zweifellos Oberen Geschiebemergel der Grundmoränenlandschaft hinter der südlichen Endmoräne ist also nicht zu zweifeln.

Dieser Obere Geschiebemergel kommt in $3^1/_2$ m Mächtigkeit nachweisbar bis genau an den Nordrand von Blatt Lauenburg; wie er sich zu der dort kartierten oberen Bank des Unteren Geschiebemergels (Müllers dm) verhält, kann erst nach genauer Kartierung der Grenze gesagt werden, die noch nicht erfolgt ist.

Wie schon vorher erwähnt, erstreckt sich dieser Obere Geschiebemergel nach Westen bis Hohenhorn, nach Süden bis Hamwarde. Geht man nun von Schwarzenbek nach Westen und besonders nach Süden durch die Rühlauer Forst, so fällt dem Beobachter sofort ein im Süden sich hoch erhebender Höhenzug auf, der den ganzen Horizont abschließt und sich sehr auffallend über die ganz flachwellige Grundmoränendecke erhebt.

Dieser Höhenzug, der bei Hohenhorn 81 m, bei Geesthacht 94 m absolute Höhe erreicht, erhebt sich bis 50 m über sein unmittelbares Hinterland und 88 m über die vorliegende Elbniederung, stellt also bei etwa 300 m Breite eine für Flachlandsverhältnisse außergewöhnlich bedeutende Bodenanschwellung dar. Aufgebaut ist dieser bogenförmig gekrümmte Höhenzug aus Geschiebesanden, Kiesen, Blockpackungen und sehr steil gestellten Geschiebemergelbänken; die Geländeformen, besonders im Haferberg und Höchelsberg bei Geesthacht, sind unverkennbare, sehr charakteristische Moränenformen, sodaß das ganze sich als eine zweifellose, sehr große Endmoräne darstellt, die sich an Höhe

[1]) Koert u. Weber: Über ein neues interglaciales Torflager. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1899. S. 185.

und Massenhaftigkeit recht wohl mit den mächtigsten Stücken der südlichen Hauptendmoräne messen kann und die sog. „große“ baltische Endmoräne in der Gegend von Lübeck erheblich darin übertrifft.

Diese Endmoräne, die übrigens schon kurz von STRUCK[1]) erwähnt ist, liegt also unmittelbar vor dem nachweisbaren Oberen Geschiebemergel, ist also zweifellos eine oberdiluviale.

Südwestlich von ihr liegt aber ebenfalls der Obere Geschiebemergel in einer Mächtigkeit bis zu 10 m, wie durch die Kartierung von KOERT bei Artelnburg und durch die Unterlagerung dieses Geschiebemergels durch das von KOERT gefundene und von WEBER untersuchte interglaciale Torflager erwiesen ist.[2])

Sowohl nach Osten wie nach Westen wird diese Endmoräne auf größere oder geringere Strecken erheblich undeutlicher; ihre Fortsetzung im Westen bilden aber zweifellos der ebenfalls bis über 90 m hohe Blankeneser Höhenzug und im Osten der Hasenberg bei Lauenburg, der sich bis zu 73 m Höhe erhebt, auf der Höhe von Kiesen bedeckt ist, die bei der Kartierung allerdings als unterdiluvial dargestellt sind, und in dem — ähnlich wie auch im Blankeneser Höhenzug — die großartigen Störungen und Auffaltungen der tiefsten Lauenburger Diluvialbildungen zu Tage treten, die auf diese Weise ihre sehr einfache Erklärung finden; sie reihen sich zwanglos den sonstigen großartigen, in den Endmoränen beobachteten Störungen und Überschiebungen an. Ich möchte nicht unterlassen darauf hinzuweisen, daß mein Kollege G. MÜLLER schon 1900 mir gegenüber im Privatgespräch Zweifel äußerte, ob die auf der Karte zur Darstellung gebrachte Auffassung von dem Alter der Kiese des Lauenhurger Hasenberges wirklich zutreffend sei, und ob die Kiese nicht vielleicht doch oberdiluviale Endmoränenkiese wären. Der Umstand, daß die Arbeiten in der Umgebung von Lauenburg damals eingestellt wurden, hinderte ihn dann aber, seine Vermutung durch Untersuchungen des anschließenden Geländes näher zu prüfen bez. zu bestätigen.

Der Lauenburger Hasenberg bricht schroff ab an der großen Talsandterrasse des Stecknicktales, das einen mächtigen, sehr beharrlichen Schmelzwasserabfluß des alten Eisrandes darstellt. Jenseits des Stecknitztales erheben sich wieder hoch die Geschiebesandhügel der Forst Vier in Mecklenburg, und noch weiter östlich liegt die schon auf der topographischen Karte ganz un-

---

[1]) Der baltische Höhenrücken in Holstein. Mitteil. geogr. Ges. Lübeck 1904 S. 81.

[2]) KOERT und WEBER, a. a. O. S. 185.

verkennbare, großartige Endmoräne der Gr. Bengerstorfer Forst bei Granzin, die sich bis zu 104 m Höhe erhebt, ihr Hinterland und Vorland um 60 m überragt und ganz außerordentlich charakteristische Oberflächenformen besitzt.

Unmittelbar hinter diesen wundervollen Geländeformen der Gr. Bengerstorfer Forst liegen die schon von E. GEINITZ[1]) angeführten Geschiebepackungen und Blockkieslager von Lüttenmark, Granzin, Sternsruh, Nicklitz, sodaß hier alle Kennzeichen einer großartigen Endmoräne vereinigt sind.

Es ist also hiermit in einer Entfernung von 12—24 km vor der südlichen Hauptendmoräne eine zweifellos oberdiluviale Endmoräne nachgewiesen, die an Größe und Massenhaftigkeit der südlichen Hauptendmoräne mindestens gleichkommt und sie nicht nur in einzelnen Partien, sondern auch im großen ganzen wahrscheinlich sogar noch erheblich übertrifft. Soweit diese Endmoräne — zu der offenbar die bereits von E. GEINITZ[2]) beobachteten Spuren der „südlichen Außenmoränen“ gehören — in Mecklenburg liegt, ist ja wenig Aussicht, daß sie in absehbarer Zeit genauer untersucht und verfolgt wird. Mit der Aufspürung von Blockanhäufungen ist es bei diesen ältesten, äußeren Moränen, die z. T. später übersandet sind, nicht gemacht; hier muß vor allem eine kartographische Festlegung der Verbreitung von Grundmoränenlandschaft und Sandr sowie eine sorgfältige Beobachtung der charakteristischen Geländeformen einsetzen; von GEINITZ sind bisher nur die nicht zu übersehenden Block- und Kiesanhäufungen südöstlich von Parchim bis in die Nähe des Ruhner Berges festgestellt worden. Der Ruhner Berg selbst, der unzweifelhaft auch zu dieser Endmoräne gehört, erhebt sich bis zu 178 m Meereshöhe, d. h. wieder 85—110 m über sein Vor- und Hinterland, und in seinem Streichen zwischen den Blockanhäufungen bei Meierstorf kommen charakteristischerweise auch wieder ältere Schichten, nämlich Oberoligocän, an die Oberfläche, während in den 100 bis 123 m hohen Sonnenbergen bei Parchim das Miocän bis fast an die aus Geschiebesand und Kieshügeln bestehende Oberfläche steigt, und auch hier diese mächtige Anhöhe das Hinterland um 60—75 m überragt.

In ihrem Hinterland tritt dann wieder ein von interglacialen Verwitterungszonen und humosen bez. Seekreideartigen, *Spongilla*- und Diatomeen führenden Neubildungen unterlagerter, 30—32 m mächtiger Oberer Geschiebemergel[3]) auf.

---

[1]) Die Endmoränen Mecklenburgs S. 32.

[2]) a. a. O. S. 31.

[3]) C. GAGEL, Zur Frage des Interglazials. Centralblatt f. Min. 1905. S. 673 u. 1906 S. 66.

Derartige mächtige Massenerhebungen, wie sie hier von 4—5 Stellen beschrieben sind, kommen meines Wissens in der sog. „großen“ oder „baltischen Hauptendmoräne“ überhaupt nicht vor, sodaß dieser Name doch wohl wird revidiert werden müssen. — Die 5—10 m hohen Blockpackungen der „großen“ Endmoräne kommen gegen diese gewaltigen sandigen und kiesigen Aufschüttungen sowie gegen diese mächtigen Störungen des älteren Untergrundes garnicht in Betracht.

Eine in Hohenhorn in der Endmoräne angesetzte Brunnenbohrung ergab bis zu 50 m Tiefe einen häufigen, bunten Wechsel von Geschiebemergel, Sand und Kies ohne einen Tropfen Wasser; die Aufschlüsse bei Geesthacht zeigen ganz steil aufgerichtete Geschiebemergelbänke, die gleichsinnig mit den äußeren Böschungen einfallen und somit beweisen, daß diese schroffen Geländeformen nicht etwa durch rückschreitende Erosion von der Elbe aus herauspräpariert sind, sondern daß sie das Primäre sind und dem abfließenden Regenwasser die Wege gewiesen haben.

Vor dem Blankeneser Höhenzug liegt analog den Verhältnissen bei Artelnburg ebenfalls noch Oberer Geschiebemergel, der von interglazialen marinen Tonen mit Fauna und von Torflagern und Unterem Geschiebemergel unterlagert wird.[1])

Da auch südlich vom Ruhner Berg der zweifellose Obere Geschiebemergel in einer Mächtigkeit von über 18—20 m durch Kartierung bis an die Elbe heran nachgewiesen ist[2]), so ist damit zweifellos erwiesen, daß die Elbe nicht die Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels darstellen kann, sondern daß die letzte Vereisung noch erheblich über diesen Fluß nach Westen hinaus gereicht haben muß.

Daß der Obere Geschiebemergel auch im Westen Holsteins sicher erheblich weiter nach Westen reicht, als bisher angenommen wurde, dafür fand ich den Beweis bei Gelegenheit einer Begehung der neugebauten Bahnstrecke Oldesloe—Barmstedt. Der zweifellose Obere Geschiebemergel der Gegend von Oldesloe, der hinter der südlichen Endmoräne und über dem Oldesloer Interglazial liegt, erstreckt sich nun unzweifelhaft und ununterbrochen, teils direkt zu Tage liegend, teils mit wenig umfangreichen und geringmächtigen Bedeckungen von Geschiebesand, über die in jener Gegend nur schwach ausgebildete Endmoräne bis in die Gegend

---

[1]) Vergl. Schröder und Stoller, S. 94.

[2]) W. Weissermel, Bericht über die Aufnahmeergebnisse auf Blatt Schnackenburg. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1898. 1899 S. CLXIX. Erläuterungen zu Blatt Schnackenburg.

von Ulzburg, wo sich bis über 5 m mächtige obere Sande auf ihn hinauflegen. Hier ist es also ohne weiteres zu beobachten, daß der Geschiebemergel hinter, auf und vor der Endmoräne derselbe ist. Aus diesen Sanden bei Ulzburg, unter die der Geschiebemergel zweifellos untertaucht, erhebt er sich aber immer wieder, z. T. auf größere zusammenhängende Erstreckung, z. T. in mehr vereinzelten Kuppen und kleineren Flächen und läßt sich so bis unmittelbar an das Dorf Bramstedt verfolgen.

Zwischen Barmstedt, wo der Geschiebemergel unter die ganz flach liegenden Decksande untertaucht, und dem bei Elmshorn auf pflanzenführendem Interglazial bez. auf einem kalkfreien Wasserhorizont liegenden Geschiebemergel[1]) ist mithin nur noch ein Raum von kaum $^1/_2$ Meßtischblattes Breite, der noch nicht genau untersucht, aber anscheinend von Geschiebesanden bedeckt ist, sodaß an der Identität des Elmshorner, auf Interglazial liegenden Geschiebemergels mit dem Oldesloer, ebenfalls auf Interglazial liegendem Oberen Geschiebemergel doch wohl nicht mehr gezweifelt werden kann.

Es ist jetzt also vor allem Sache der in Nordhannover umgehenden Kartierung, dort Beweise für das Auftreten von Oberem Geschiebemergel zu sammeln, was nach der Unterbrechung des Oberen Geschiebemergels durch das Erosionstal der Elbe naturgemäß nur durch Auffindung von interglazialen Neubildungen und Verwitterungszonen geschehen kann. Daß derartige Beweismittel für das Vorhandensein des oberen Diluviums westlich der Elbe sich finden lassen, beweisen mir die Beobachtungen, die ich[2]) bei Gelegenheit der diluvialen Störungen im Lüneburger Turon veröffentlicht habe. Daß ähnliche Verwitterungszonen, die nur in ihrer Bedeutung nicht erkannt und gewürdigt sind, noch weiter vorhanden und auch schon von Müller beobachtet sind, ist z. B. in den Erläuterungen von Blatt Lauenburg (S. 17) erwähnt. Ich selbst konnte in diesem Sommer in neuen bezw. neu hergestellten Aufschlüsse an der Pieperschen Tongrube feststellen, daß auch

---

[1]) Vergl. C. Gagel, Über einige Bohrergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglazial aus der Gegend von Elmshorn. Jahrb. Kgl. Preuß geol. L.-A. f. 1904 S. 246.

[2]) Diluviale Störungen im Lüneburger Turon. Diese Zeitschr., S. 165. Die schon im Jahre 1878 von Jentzsch beschriebene Überschiebung des kalkhaltigen miocänen Glimmertons ist ebenfalls über vollständig verwitterte, kalkfreie Diluvialsande erfolgt, also erst am Schlusse der Interglazialzeit eingetreten, wie ich hier anhangsweise bemerken möchte.

dort normaler, kalkhaltiger Geschiebemergel über kalkfreien, verwitterten Sanden liegt, die zuerst von kalkfreien, dann von kalkhaltigen Tonen unterlagert werden.[1])

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. PHILIPPI. JOH. BÖHM.

---

[1]) Anmerkung zu S. 440. Während der Korrektur dieses Vortrages ist der Oktobermonatsbericht No. 10 dieser Zeitschrift erschienen, in dem Herr Dr. WOLFF die Lauenburger marinen- bezw. pflanzenführenden Ablagerungen unter dem Untersten Geschiebemergel G. MÜLLERS mit dem unter dem Oberen Geschiebemergel von Schulau-Ütersen, Hinschenfelde, Oldesloe etc. liegenden Interglacial parallelisiert (S. 399).

Der Unterste Geschiebemergel (G. MÜLLERS dm I) ist durch Kartierung in ununterbrochenem Zusammenhang vom Elbufer bis an die Krüzener Ziegelei nachgewiesen, wo er unter die vom sicheren Oberen Geschiebemergel bedeckten, 20 m mächtigen, kalkfreien, humosen Tone und Sande untertaucht, die ich aus den oben angeführten Gründen für Interglacial halten muß.

Solange also nicht ein Kartierungs- und Beobachtungsfehler von G. MÜLLER nachgewiesen wird — und Jeder, der G. MÜLLERS außerordentliche Sorgfalt bei der Kartierung und bei der Feststellung der Tatsachen kennt, wird diese Möglichkeit vor der Hand für ausgeschlossen halten — solange muß an der von GOTTSCHE vertretenen Ansicht festgehalten werden, daß die Lauenburger marinen und humosen Ablagerungen Interglacial I sind, welcher Ansicht sich G. MÜLLER nur deshalb nicht anschließen mochte, weil er den im Liegenden der Lauenburger (von ihm für Praeglacial erklärten) Ablagerungen auftretenden Geschiebemergel nicht für deren normales Liegendes, sondern für untergepreßt bez. für eingefaltet halten zu müssen glaubte.

Erklärung der Textfiguren 1—3.

Fig. 1. Endmoräne des Hochelsberges bei Geesthacht.

Fig. 2. Fördereinschnitt der Krüzener Ziegelei.
- a. Oberer Geschiebemergel,
- b. kalkfreie Spatsande,
- c. grünliche und schwarze kalkfreie Tone,
- d. kalkhaltiger Tonmergel, unterlagert von Unterem Geschiebemergel (in dem der Bohrer steckt).

Fig. 3. Nordwand der Krüzener Ziegelei.
Kalkfreie, z. T. eisenschüssige, tonstreifige Sande.
Sandstreifige, kalkfreie, z. T. humose Tone (1, 2, 3, 4, 5) auf kalkhaltigem Tonmergel 6 (unter dem der Untere Geschiebemergel in die Höhe kommt).

Briefliche Mitteilungen.

32. Über die Geologie des Weissensteintunnels im schweizerischen Jura.

Von Herrn C. Schmidt.

Basel, den 12. November 1905.

Hierzu 2 Textfig.

Im zweiten Heft der Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Solothurn (1902—1904) habe ich Ende 1904 ein geologisches Profil durch den Weißenstein in der Richtung der Axe des 3670 m langen Tunnels Oberdorf-Gänsbrunnen i. M. 1 : 10000 veröffentlicht.

Die Untersuchungen hatte ich mit Herrn Dr. K. Strübin im Herbst 1901 und im Sommer 1904 ausgeführt und in meiner Veröffentlichung betonte ich besonders, daß dieselben noch nicht diejenige Ausführlichkeit und Präzision erreicht hätten, die für die Prognose des Tunnels wünschenswert und möglich wären.

Seit alter Zeit ist die Weißensteinkette zwischen Grünsberg—Oberdorf—Lommniswil im Süden und dem Tal von Welschenrohr—Gänsbrunnen im Norden als ein einfaches Gewölbe dargestellt worden.[1])

F. Lang (gest. 21. Jan. 1899) hat für die jetzige Tunnel-Strecke (Projekt Gerlich) noch ein geologisches Profil entworfen, nach welchem ebenfalls ein einfaches, wenig nach Norden übergelegtes Gewölbe zu erwarten wäre, in dessen Kern der Muschelkalk auf 150 m Länge auftreten würde. In unserer, ebenfalls nicht veröffentlichten und durchaus praeliminaren Darstellung vom Oktober 1901 kamen wir zu einem ähnlichen Schlusse. In dem Gewölbekern sollte ebenfalls der obere Muschelkalk auftreten aber nur auf 75 m Länge, und das einfache Gewölbe würde im Kern nicht nordwärts, sondern südwärts überstürzt erscheinen. Im Frühjahr 1904 wurde der Bau des Tunnels Oberdorf—Gänsbrunnen mit geringer Modifikation des ursprünglichen Projektes begonnen, ohne daß eine definitive geologische Vor-

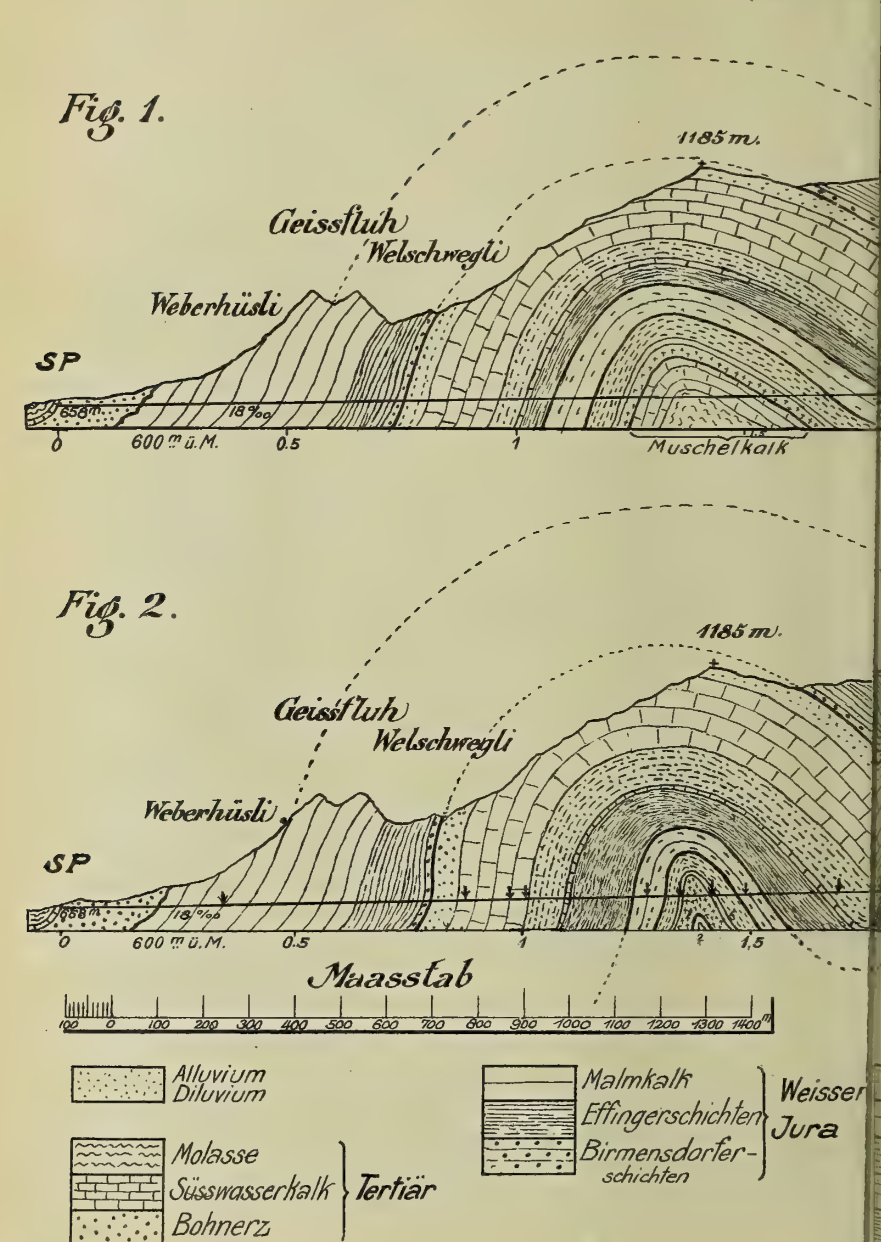
---

[1]) Vgl. z. B. F. Lang, Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn 1863. — J. B. Greppin, Mat. p. l. carte géol d. l. Suisse Livr. VIII. 1870. — L. Rollier. 1) Eclog. geol. Helv. 1. 1888., 2) Livret guide géologique 1894, — 3) Geologisches Gutachten in K. Greulich: Technischer Bericht und Kostenvoranschlag zum generellen Projekt der Münster-Grenchen-Biel-Bahn. 1902).



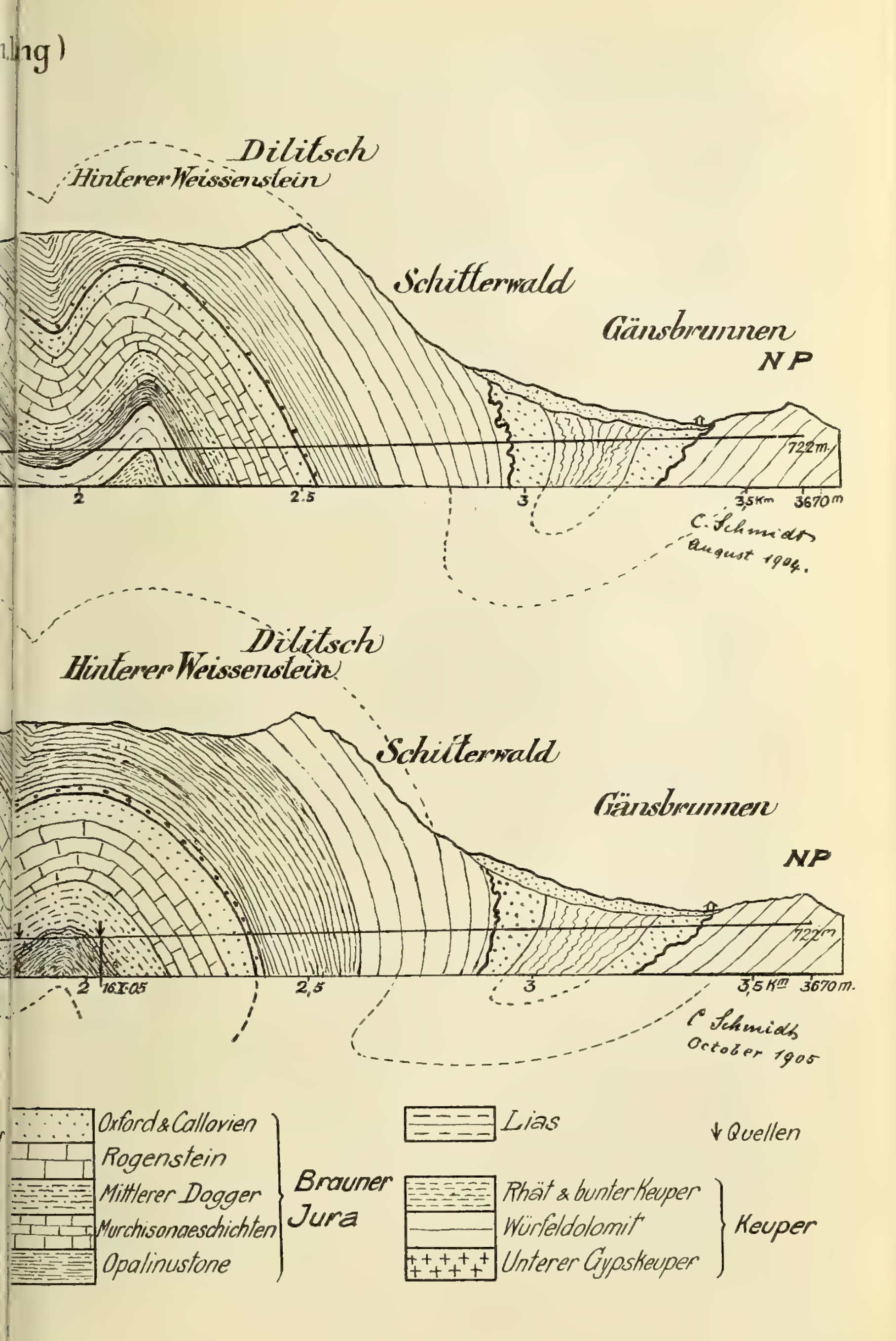
Geologische Profile durch den Weiss

(3670 m.



Zu Seite

…nstein in der Richtung der Tunnelaxe




BRITISH MUSEUM
G D.
NATURAL HISTORY

untersuchung angeordnet worden wäre. Mein vorläufiges Gutachten vom Oktober 1901, das nachträglich in den Besitz der Solothurn—Münster-Bahn übergegangen war, wäre somit diejenige Darstellung gewesen, welche der herben Kritik während und nach dem Bau des Tunnels unterworfen worden wäre. Durch diese Sachlage veranlaßt, unternahmen wir privatim eine neue Untersuchung des Gebietes, an der sich auch Dr. Ed. Greppin beteiligte, und deren Resultate in der genannten Publikation zusammengestellt worden sind. Hinsichtlich der Mächtigkeitsschätzungen der einzelnen Schichten, namentlich derjenigen, die in der von uns untersuchten über der Tunnelaxe gelegenen Region nicht aufgeschlossen sind, mußten wir im wesentlichen den neuern Darstellungen von L. Rollier folgen, da eine neue Untersuchung des ganzen Gebietes selbstverständlich nicht möglich war. In tektonischer Hinsicht aber wurden wir durch Beobachtungen an der Oberfläche, ca. 600 m westlich der Tunnelaxe im sog. Rüschgraben, dazu geführt für den Weißenstein längs der Tunnelrichtung ein Doppelgewölbe vorauszusehen, entgegen den frühern Annahmen. Dabei zeigte es sich, daß die neuesten kartographischen Darstellungen i. M. 1 : 100 000 und 1 : 25000 dieser Gegend, wie sie L. Rollier gibt, ungenau sind, worauf ich in meiner oben angeführten Publikation bereits hingewiesen habe.

Seit der Ereignisse am Simplon erscheint es in unserm Lande als ein undankbares Unternehmen, geologische Tunnelprognosen aufzustellen; großes Vertrauen wird man denselben nicht entgegen bringen. Als Angriffspunkt für spätere Kritik hinsichtlich der Prognose für den Weißensteintunnel mag nun Text und Profil meiner oben genannten Arbeit gelten, wobei ich ausdrücklich auf die daselbst ausgesprochenen Reservationen aufmerksam mache. — Nachdem von Seiten der schweizerischen geologischen Kommission L. Rollier beauftragt worden war, die geologische Untersuchung des im Bau befindlichen Tunnels durchzuführen, glaubte ich, ruhig die Bekanntmachung des Befundes von Herrn Rollier abwarten zu können, und hatte nicht die Absicht, mich selbst irgendwie weiter mit der Geologie des Weißensteins zu beschäftigen. Eine im August 1905 in No. 5 Vol. VIII der Eclogae geologicae Helvetiae erschienene Notiz von L. Rollier: „Sur le tunnel du Weißenstein“ zwingt mich, von neuem über den Weißenstein mich zu äußern.

Herr Rollier schreibt: „Les prévisions de Mr. Schmidt, ainsi que les profils qu' on construit sur les épaisseurs moyennes des terrains dans la chaîne du Weißenstein, ne se sont pas exactement confirmés.“

Jeder Leser muß nun erwarten, daß in den auf diese Be-

merkung folgenden 2½ Druckseiten irgend eine Angabe gemacht würde, über die Art und die Größe der konstatierten Abweichungen der Prognose von dem tatsächlichen Befund. Daß das für einen 3670 m langen Tunnel konstruierte theoretische Profil, in dem etwa 20 verschiedene Schichten in zwei- bis vierfacher Wiederholung unterschieden worden sind, sich „exakt" bestätigen würde, wird wohl niemand erwarten. Eigentümlicherweise unterläßt es L. Rollier in seinen weitern Ausführungen, irgend eine Angabe über die Progressiven seiner Konstatierungen im Tunnel zu machen, und es ist somit vollständig unmöglich zu erkennen, in welcher Ausdehnung der gegen mich erhobene Vorwurf berechtigt ist. Am 16. Oktober habe ich, begleitet von Dr. A. Tobler und Dr. H. Preiswerk, das noch und schon sichtbare Profil im Tunnel aufgenommen und gebe im Folgenden die Resultate unseres Befundes.[1]

Nicht mehr beobachtbar waren infolge von Vermauerung die Strecken von 0—300 m, 500—531 m, 555—580 m und 615—830 m ab S. P. Der Ort stand bei 2020 m, es waren noch zu durchbohren bis N. P. 1650 m.

Von den durch uns bei der kursorischen Untersuchung gemachten Beobachtungen erwähne ich folgende:

Progressive ab S. P. M.		
340	Malmkalk. Str. N 70° W, F. 60° S. .	Kimmeridge
830	Graue Mergel mit Pholadomyen . . .	Macrocephalen-Sch.
840	Spathkalk und Mergel mit *Rhynchonella* und *Entolium*	Varians-Sch.
875	Beginn von Hauptrogenstein. Str. N 85° W, F. 80° S.	
1000	Sandige feinspäth. Kalke m. Rhynchonellen	Blagdeni-Sch.
1080	Bank mit *Gryphaea sublobata* Desh. . .	Sowerbyi-Sch.
1098	Eisenoolithe mit *Harpoceras* sp. . . .	Murchisonae-Sch.
100—1145	Graue Mergel, Zopfplatten. Str. N 85° W, F. 85° S.	Opalinus-Sch.
1246	Graue Mergel mit Kalkovoiden mit viel Belemniten und *Grammoceras thouarsense* d'Orb.	Jurensis-Sch.
1249	Stinkkalk mit Fischschuppen	Posidonien-Sch.
1250—1260	Glaukonitischer Belemnitenkalk mit *Gryphaea obliqua* Goldf. u. *Aegoceras capricornu* Schl.	Davoei-Sch.
1265	Hellgrauer Sandstein mit Pyrit . . .	Oberer Unterlias
1308	Kalk mit *Gryphaea arcuata* Lam.	Arietenkalk
1312—1316	Kieselige Kalke mit Cardinien	Basis des Lias

[1]) Am 8. und 9. November hat auch Herr Dr. Buxtorf das Profil im Tunnel untersucht und mir seine Beobachtungen gütigst mit zur Verfügung gestellt.

16—1320	Graue u. rote Mergel mit zwei Lagen von weißem Bonebed-Sandstein . . . . mit Zähnen von *Sargodon tomicus*, *Gyrolepis*, *Hybodus*. i. d. Mergeln Myophorien.	Rhät
17—1355	Sog. Würfeldolomit	Mittlerer Keuper
33—1390	Gyps u. Anhydrit, steil südfallend . .	
1396	Bunte Mergel mit Salz (0,337 % Na Cl)	
1397	Mergel und Anhydrit, senkrecht stehend	Unter-Keuper
0—1415	Schwarze Mergel u. Anhydrit, 45° nordfallend	
1424	Bunte Mergel mit Salz (0,138 % Na Cl)	
1435	Sog. Würfeldolomit, bergwärts in graue Mergel übergehend, 45° nordfallend .	Mittlerer Keuper
1460	Graue und rote Mergel	Oberer Keuper
1468	Weiße Bonebed-Sandsteine	Rhät
1470	Cardinienbänke	Basis des Lias
1473	Kalk mit *Gryphaea arcuata* Lam. . . .	Arietenkalk
1497	Hellgraue Sandsteine	Oberer Unterlias
1503	Mergelkalk mit *Gryphaea obliqua* Goldf.	Davoei-Sch.
4—1510	Mergel nnd Kalke mit *Zeilleria numismalis* Lam. u. *Amaltheus margaritatus* Montf.	Margaritatus-Sch.
1513	Schiefer u. Stinkkalke mit Fischschuppen	Posidonien-Sch.
1514	Mergelkalke mit Kalkovoiden und mit Belemniten und *Harpoceras* sp. . .	Jurensis-Sch.
5—1655	Graue Mergel Str. N 70° W, F. 60° N	Opalinus-Sch.
5—1660	Eisenoolithe mit Pecten	Murchisonae-Sch.
1660	Bank mit *Gryphaea sublobata* Desh. und *Harpoceras* sp.	Sowerbyi-Sch.
1722	Eisenschüssige, feinspätige Kalke mit *Pecten* sp.	Sauzei-Sch.
0—1735	Eisenoolith mit *Stephanoceras Humphriesi* Sow. und *Gresslya* sp.	Humphriesi-Sch.
2—1842	Graue, feinspätige Sandkalke mit *Rhynchonella Crossi* Walker u. *Rh. spinosa* Schloth.	Blagdeni-Sch.
1904	Eisenoolithe mit *Pecten* und Belemniten	Murchisonae-Sch.
5—2000	Graue Mergel, ein zerknittertes Gewölbe bildend	Opalinus-Sch.
2002	Eisenoolithische Kalke mit *Pecten* . .	Murchisonae-Sch.
2003	Bank mit *Gryphaea sublobata* Desh. . .	
2005	Eisenoolithische Kalke mit *Hammatoceras* cf. *Sowerbyi*	Sowerbyi-Sch.
2015	Sandige und glimmerige Kalke . . .	Sauzei-Sch.

Aus dieser Aufstellung ergibt sich, daß bis jetzt im Weißensteintunnel die ganze Schichtserie der jurassischen Ablagerungen und zwar teilweise, z. B. der untere Dogger, in vierfacher Wiederholung durchfahren worden ist. Als älteste Ablagerung wurde der mittlere bis untere Teil des Keupers gefunden.

L. Rollier hat auf einige stratigraphische Besonderheiten dieser Schichtreihe aufmerksam gemacht. Leider ist jetzt der untere Teil des weißen Jura im Südschenkel nicht mehr zu beobachten; ich erwähne, daß L. Rollier hier im Liegenden der

Birmensdorfer Schichten das Oxford mit *Peltoceras Constanti* d'Orb. nachgewiesen hat.

Bemerkenswert ist das untere Bajocien, indem als typischer Leithorizont hier über den spätigen, oolithischen Murchisonae-schichten eine Bank mit *Gryphaea sublobata* Desh. und Harpoceraten erscheint, wie sie für den tieferen Teil der Sowerbyi-schichten (Concavus-Zone) bezeichnend ist.[1]) Die Opalinusschichten erreichen eine unerwartet große normale Mächtigkeit, nämlich zwischen 1100 und 1245 m ab S P ca. **100 m** und von 1515 bis 1655 m ca. **90 m**. Sie beginnen im Dach mit einer Lage von grauen Kalkovoiden; außer Zopfplatten sind in denselben bis jetzt keine Fossilien aufgefunden worden. Nach unten werden die Opalinusschichten begrenzt durch 50 cm mächtige, graue Mergel mit Kalkovoiden, in denen der für Obersten Lias bezeichnende *Grammoceras thouarsense* d'Orb. gefunden wurde.

An der Basis des im Ganzen gut zu gliedernden fossilreichen Lias, dessen normale Mächtigkeit ca. 50 m beträgt, findet sich bei 1312—1316 m und bei 1466 m ab S. P. ein System von dünnplattigen kieseligen Kalken mit Cardinien. — Interessant ist der oberste Keuper. Unmittelbar unter den erwähnten Cardinienbänken treffen wir ein ca. 2,5 m mächtiges System von grauen und roten Mergeln, in denen drei 2—20 cm mächtige Lagen eines mürben, weißen Sandsteines liegen, der als Bonebed-Sandstein sich erweist und dem Rhät zuzuweisen ist. Herr Prof. Rud. Burckhardt fand in dem Bonebed neben zahlreichen Fragmenten mehrere Schneidezähne und einen Backzahn von *Sargodon tomicus*, Zähne und Schuppen von *Gyrolepis*, sowie Zähne von *Hybodus*.

Der durch den Tunnel aufgeschlossene Teil des Keupers wird, wie es die bekannten Profile an der Röthifluh erwarten lassen, durch eine mehrere Meter mächtige Bank von sog. Würfeldolomit in zwei Hälften geteilt. Bemerkenswert ist es, daß im Gegensatz zu den in neuester Zeit von L. Rollier gegebenen Darstellungen[2]) die Hauptmasse des Gypses resp. des Anhydrites nicht über, sondern unter dem Würfeldolomit liegt. Ich erwähne noch, daß in den roten Keupermergeln bei 1396 m und bei 1424 m ab S. P. im Liegenden des Würfeldolomites ein schwacher Salzgehalt nachgewiesen werden kann.

Prof. F. Mühlberg hat nach der Mitteilung von L. Rollier in 100 gr getrockneten Mergeln 0,318 gr Na Cl nachgewiesen,

[1]) Vergl. K. Strübin, Ein Aufschluß der Sowerbyischichten im Basler Tafeljura. Eclog. geol. Helv. 6. No. 4.

[2]) Vgl. Geolog. Gutachten, Text und Strat. Tab. f. Solothurn.

Dr. HINDEN fand in den von Dr. BUXTORF gesammelten Proben: 0,337 % Na Cl bei 1396 m und 0,138 % Na Cl bei 1424 m.

Die bis 2020 m im Tunnel ab S. P. aufgeschlossene Schichtserie zeigt deutlich, daß zwei Gewölbe und eine dazwischen liegende Mulde durchfahren worden sind, wie meine Prognose es vorausgesehen hat. Wie groß die Differenzen zwischen den theoretischen Angaben und dem faktischen Befund sind, mögen folgende Zahlen zeigen.

	Progessive ab S. P. Theor. Profil	Befund
A. Südschenkel des 1. Gewölbes.		
1. Dach des Hauptrogensteins	830 m	856 m
2. Dach der Opalinusschichten	1050 m	1100 m
3. Dach des Lias	1100 m	1245 m
4. Dach des Keupers	1200 m	1316 m
B. Nordschenkel des 1. Gewölbes.		
5. Dach des Keupers	1700 m	1470 m
6. Dach des Lias	1830 m	1515 m
7. Dach der Opalinusschichten	1930 m	1655 m
C. Südschenkel des 2. Gewölbes.		
8. Dach der Opalinusschichten	2000 m	1905 m
D. Nordschenkel des 2. Gewölbes.		
9. Dach der Opalinusschichten	2300 m	2000 m
10. Basis des Rogensteins	2325 m	2127 m

Nach dem theoretischen Profil würde der erste Gewölbekern aus dem Obern Muschelkalk und der Anhydritgruppe bestehen, tatsächlich besteht derselbe aus Keuper. Als Muldenkern zwischen beiden Gewölben sollten im Tunnelniveau Opalinusschichten auftreten, tatsächlich wird derselbe zwischen 1752 m und 1842 m aus Blagdeni-Schichten gebildet. Als Kern des zweiten Gewölbes sollte der Tunnel die Basis des Lias treffen, statt dessen treten die Opalinusschichten mit prachtvoll sichtbarer Gewölbeumbiegung auf. Das Gebirge ist in bezug auf die Tunnelaxe tatsächlich weniger hoch aufgepresst, als bei der Prognose angenommen worden ist, und zwar beträgt diese Differenz im Kern des ersten Gewölbes ca. 100 m, in der Mulde zwischen beiden Gewölben ca. 30 m und im Kern des zweiten Gewölbes ca. 140 m.

Der Vergleich der Progressiven markanter Schichtgrenzen in theoretischem und beobachtetem Profil zeigt sofort, daß die größte Abweichung beruht auf der viel zu geringen Mächtigkeitsannahme der Opalinusschichten. Im Aargauer und im Basler Jura beträgt die Mächtigkeit dieser Schichten im Mittel 60 m, für „Solothurn" gibt L. ROLLIER für die zwischen dem Eisenrogenstein mit *Ludwigia concava* und *L. Murchisonae* im Hangenden und den Kalkmergeln mit *Lytoceras jurense* im Liegenden auf-

tretenden Mergel mit *Ludwigia opalina* (Opalinusschichten) nur eine Mächtigkeit von 30 m an. Hätte mir bei der Konstruktion des Tunnelprofils eine mit dem tatsächlichen Befunde einigermaßen übereinstimmende Angabe über diese Mächtigkeit zur Verfügung gestanden, so hätten sich die Schichtgrenzen im Nordschenkel des ersten Gewölbes bergwärts so verschoben, daß im Gewölbekern nur Keuper und nicht mehr Muschelkalk zur Darstellung gelangt wäre, so daß also Prognose und Befund sich gedeckt hätten.[1]) Was die spezielle Ausbildung des Gewölbes in der Tunnelaxe anbetrifft, so ließ sich, wie ich es besonders betont habe, die hier zu erwartende Komplikation nicht genau vorausbestimmen. Nach den Aufschlüssen in der Gegend des Rüschgraben mußte die Konstruktion ostwärts nach dem Berginnern ausgeführt werden; direkt über der Tunnelaxe im hintern Weißenstein bilden die Effinger-Schichten die Synklinale zwischen erstem und zweitem Gewölbe und dem Scheitel des zweiten Gewölbes. Die Aufschlüsse sind hier recht mangelhaft. bei einer richtig durchgeführten Voruntersuchung hätte man hier Schürfungen machen müssen.

Beistehende Fig. 1 gibt eine Reproduktion meines im August 1904 gezeichneten Profiles und dementsprechend Fig. 2 das, nach den am 16. Oktober 1905 im Tunnel bis zur Progressive 2020 m ausgeführten Beobachtungen, neu konstruierte Profil. Die Verhältnisse an der Oberfläche sind auf beiden Profilen genau gleich dargestellt. Da die jurassischen Schichten im Nordschenkel des Weißensteindoppelgewölbes, gerechnet vom Dach der Opalinusschichten, im theoretischen Profil den Raum von ca. 700 m Länge einnehmen, während nach den tatsächlichen Beobachtungen im Tunnel auf diese Schichtserie 900—1000 m entfallen müssen, so war auch für den noch nicht durchbohrten Teil des Tunnels eine neue Prognose zu entwerfen.

Der Vergleich des theoretischen Profiles vom August 1904 mit dem neu entworfenen vom Oktober 1905 (vgl. Fig. 1 u. 2)

---

[1]) Daß für die Konstruktion der im Tunnel zu erwartenden Schichtenfolge neue genaue Mächtigkeitsbestimmungen der einzelnen Schichten erforderlich gewesen wären, habe ich ebenfalls besonders betont (a. a. O. S. 10). In wie weit speziell für die Opalinusschichten und für deren Liegendes und Hangendes richtigere Daten hätten gegeben werden können, weiß ich nicht, ich erwähne nur, daß ein natürlicher Aufschluß der Schichten des untern Doggers und des Lias sich bei Balmberg am Ostende des Weißenstein findet. Das dortige Profil wird mehrfach erwähnt, und R. Rollier gibt — comme des coupes de cette belle rampe n'ont jamais été publiées — neuerdings zwei Profile vom Mittlern Muschelkalk bis zum Dogger, die leider nur ganz skizzenhaft sind, ohne Angabe des Maßstabes, also unbrauchbar. (Vgl. Mat. p. l. carte géologique d. l. Suisse. Nouv. Sér. 8me Livr.)

zeigt, wie erwähnt, daß im Berginnern die Schichten weniger stark emporgepreßt worden sind, als angenommen wurde. Die beiden Gewölbkerne, ebenso wie die zwischen beiden liegende Mulde, bestehen aus jüngeren Schichten im Niveau des Tunnels, als ich vermutet hatte. Aber wir können doch betonen, daß bei keinem der bis jetzt ausgeführten langen und tief gelegenen Juratunnel eine so grosse Übereinstimmung zwischen Theorie und tatsächlichem Befund sich herausgestellt hat, wie beim Weißenstein[1]). Bei dem 3263 m langen Des Loges-Tunnel im Neuenburger Jura, für dessen geologische Voruntersuchung, nach einer Mitteilung von J. Ladame, A. Gressly, drei Monate zur Verfügung gestanden haben, bestand die Abweichung von Prognose und Befund, umgekehrt als am Weißenstein, darin, daß der Gewölbekern stärker emporgedrückt war, als vorausgesehen war. Das überlagernde Gebirge beim Des Loges-Tunnel ist übrigens nur ca. 200 m mächtig, beim Weißenstein hingegen liegt das Tunnelniveau auf über 1 km Länge im Mittel 500 m unter der Oberfläche.

Für den 1650 m langen, noch nicht durchbohrten, nördlichen Teil des Tunnels mußte, entsprechend dem Befunde bis zu 2020 m, eine gewisse Abänderung in der Prognose vorgenommen werden, wie es aus den beiden Figuren ersichtlich ist. Ca. 700 m westlich der Tunnelstrecke im Rüschgraben am Scheiterwald sind die Malmschichten des Nordschenkels des Weissensteingewölbes nordwärts überstürzt; sie fallen steil nach Süden und werden von Bohnerz und Molasse unterteuft, über der Tunnelaxe selbst ist der Contact von Malm mit Tertiär und das Tertiär selbst nicht aufgeschlossen, hingegen hat Dr. Baumberger westlich von Gänsbrunnen bei Ob. Schafmatt ca. 1 km östlich der Tunnelstrecke beobachtet, daß auch hier die Molasse steil nach Süden einfällt. Demnach hätten wir für den Malm im Tunnel selbst ein etwas stärkeres Zurückbiegen gegen Süden anzunehmen, als ich es im August 1904 dargestellt habe. Selbstverständlich wird die Abgrenzung der einzelnen Schichten in dem noch nicht durchbohrten Nordschenkel des Weißensteingewölbes gewissen Modifikationen unterworfen sein.[2])

Sehr interessant sind die hydrographischen Verhältnisse

---

[1]) Vgl. C. Schmidt, Tunnelgebiet Solothurn-Gänsbrunnen.

[2]) Herr Dr. A Buxtorf hat am 14. Dezember den Tunnel wieder besucht. Der Ort stand bei 2218 m ab S. P. Über den bei 2015 m konstatierten Sandkalken der Sauzei-Schichten fanden sich von 2066 bis 2074 m die Eisenoolithe der Humphriesi-Schichten, von 2075 bis 2125 m die sandigen spätigen Kalke der Blagdenischichten. Die Basis des Hauptrogensteins findet sich bei 2127 m, dessen unterer Teil bis 2205 m anhält, von da sind bis 2218 m die Homomyenmergel angefahren.

des Tunnels. Eine erste besonders wasserreiche Zone finden wir zwischen 850—1000 m ab S. P. im Hauptrogenstein, es treten hier etwa drei größere Schichtquellen auf, deren Erguß auf 60 sl, 30 sl und 100—400 sl angegeben wird. Die Kalke der Blagdenischichten von 1000 m bis 1080 m ca. sind feucht und geben zeitweise Regen, während die Opalinusschichten prachtvoll trocken und standfest sind. Die Kalke des Lias in beiden Schenkeln des nördlichen Gewölbes sind wieder waßerführend; im Keuper des Gewölbekerns treten aus der Dolomitbank beiderseits des Kernes kleine Quellen aus, während Mergel sowie Gyps und Anhydritschichten vollständig trocken sind. Die Kalke des obern Bajocien im Muldenkern zwischen den beiden Gewölben und im Nordschenkel des nördlichen Gewölbes zeigen prachtvoll symmetrisch dreimal je im Hangenden der Opalinusschichten den Austritt von Quellen. Die Quelle bei 2015 m ab S. P. trat mit einem Erguß von ca. 30 sl zu Tage, verminderte aber bald bedeutend; eine große Quelle wurde späterhin an der Basis des unteren Hauptrogensteins bei 2140 m angeschlagen. Alle Quellen zeigen eine fast unmittelbar sich manifestierende Abhängigkeit von den meteorologischen Verhältnissen an der Oberfläche hinsichtlich Erguß, Trübung, Temperatur etc. Die genaue Verfolgung des Verhaltens dieser durch den Tunnel eröffneten „Vaucluse-Quellen“ wird von großem Interesse sein.

---

34. *Posidonia Bronnii* in tertiärem Basalt.

Von Herrn Ernst Becker.

Heidelberg, den 15. November 1905.

Der Wartenberg (848 m ü. d. M.) bei Geisingen[1]) bildet einen Kegel aus allen Braun-Jura-Schichten nebst einem unbedeutenden Reste des sonst denudierten Weiß-Jura.

An mehreren Stellen ist die Sedimentformation von tertiärem Basalt durchbrochen, der wahrscheinlich der Reihe der Nephelin-Basalte[2]) angehören dürfte.

Der an der Nordostflanke zutage anstehende Basalt und zwar in Braun Epsilon führt unter einer Reihe jurassischer Einschlüsse auch solche, deren ausgesprochene schieferige Teilbarkeit schon den Verdacht erweckt, daß hier aus der Tiefe heraufbeförderte Bruchstücke einer jurassischen Schieferabteilung vorliegen möchten.

---

[1]) vgl. das gleichnamige topogr. Blatt 1 : 25000.
[2]) Näheres hierüber folgt später.

Die aschgraue Farbe deutet auf Posidonien-Schiefer hin, obwohl dieses Merkmal für sich allein kein sicheres Kriterium abgeben kann, indem die jetzige Farbe der Einschlüsse infolge der Hitzewirkung nicht mehr die ursprüngliche zu sein braucht.

Da der Basalt in den Varians-Schichten ansteht, so ist es nicht erstaunlich, daß in demselben sich massenhafte Einschlüsse aus genannter Zone mit meist gut erhaltenen, weiß gebrannten Leitfossilien befinden.

Die Opalinustone dürften kaum geeignet sein, um in dem Magma nach dessen Erstarrung ihren schiefrigen Charakter zu bewahren.

Die grau-schiefrigen Einschlüsse schwanken bezüglich ihrer Dimensionen zwischen Faustgröße und $^1/_2$ m, zeigen meist kreisrunden oder ovalen Querschnitt.

Daß wir es tatsächlich mit losgerissenen Schollen aus dem erwähnten Lias-Horizont zu tun haben, wird erwiesen durch ein kleines Stück mit vorzüglich erhaltenen Abdrücken von *Posidonia Bronnii* und zwar in vier Exemplaren und einem fünften als Fragment.

Bei meinen Untersuchungen am Wartenberg im letzten Herbst hatte ich das Glück, im Basalt des NO-Hanges unter den zahlreichen, petrographisch gleichartigen Einschlüssen jenes Belegstück zu finden.

Leopold von Buch tut derselben Fossilart Erwähnung[1]), und sein Fundort ist fraglos identisch mit dem meinen.

In keiner der späteren Veröffentlichungen, die mir bekannt sind, findet sich ein ähnlicher Hinweis.

Nur Vogelgesang[2]) erwähnt in seinem unveröffentlicht gebliebenen Manuskript zu Blatt Engen (1 : 50,000) das in Rede stehende Fossil, aber: „in dem Tuff- und Agglomeratmantel auf dem Nord-Hang.“ —

Dieses eruptive Material, das sich wahrscheinlich mit Endriß' Begriff „Ejektions-Breccie“ deckt, ist erfüllt von Geröllen und Jura-Nagelfluh, welche auch hier, wie vielfach im Hegau und Umgebung, von den Eruptionen vorgefunden worden sind.

Die *Posidonia Bronnii* an jener Stelle beweist noch nichts für einen Transport durch das Magma. Das wesentliche bei meinem Belegstück ist, daß es aus dem festen Basaltgestein entnommen wurde und nicht etwa aus Abhangs- oder Verwitterungsschutt.

---

[1]) Leonhards, Jahrb. 1832 S. 224.

[2]) Vogelgesang, zuerst in fürstlich fürstenbergischen Diensten, starb als Professor am Realgymnasium zu Mannheim. Er richtete u. a. die naturwissenschaftliche Sammlung im Museum zu Donaueschingen ein. Derselbe ist nicht zu verwechseln mit dem Professor Vogelsang († 1874) am Polytechnikum zu Delft.

Es muß zugestanden werden, daß ganz besonders günstige Bedingungen obwalten mußten, daß aus dem verfestigten Magma heraus nur so äußerst selten gut erhaltene Fossilien bezw. deren Abdrücke, und dazu solche aus beträchtlicher Tiefe stammend, uns in die Hände fallen können.

An allen andern zutage liegenden Einschlüssen gleicher Art habe ich trotz eifrigen Suchens keinerlei Spuren organischer Wesen entdecken können, abgesehen von denjenigen aus den Braun-Epsilon-Schichten.

Legen wir die Durchschnittsmächtigkeiten der Jura-Schichten der Wutachgegend zugrunde, so ergibt sich für die Lage der Posidonien-Abteilung der Lias ca. 200 m unter der Varians-Schicht, um welchen Betrag mithin die losgerissenen Posidonia-Schollen durch das Magma emporgeführt wurden.

Auf die näheren diesbezüglichen Fragen werde ich später an anderer Stelle zurückkommen.

---

35. Schlusswort betreffend die postsilurischen Konglomerate.

Von Herrn C. Gagel.

Berlin, den 20. November 1905.

In Nr. 8 S. 290 dieser Monatsberichte vom Oktober dieses Jahres setzt Herr Prof. Dr. Stolley die Polemik über die postsilurischen Konglomerate fort.

Ich kann von einem näheren Eingehen auf diese Ausführung des Herrn Prof. Dr. Stolley absehen und muß die Fachgenossen, die sich für diese Angelegenheit noch interessieren, auf meine Erwiderung vom 15. Mai[1]) verweisen, wo sie alles zur Beurteilung der Sachlage nötige finden.

Zur Sache selbst habe ich als neue Tatsache noch zu bemerken, daß, wie ich mich in diesem Sommer in Kiel persönlich überzeugt habe, die Konglomerate Stolleys tatsächlich identisch sind mit den meinigen. Abgesehen davon, daß sie etwas kleinstückiger sind als das von mir abgebildete Geschiebe von Tramm und die Mehrzahl unserer märkischen Geschiebe, sind sie diesen allen zum Verwechseln ähnlich.

Das erste, was ich nun bei genauem Betrachten der Originale Stolleys im Kieler Museum sah, war ein pfefferkorngroßes Quarzgerölle; bei näherem Zusehen fand ich noch ein halb erbsen-

---

[1]) Diese Monatsber. S. *214*.

großes, glattes, glänzendes Gerölle, das sich nicht mit dem Messer ritzen ließ, also etwas krystallines sein mußte. Was es war, konnte ich wegen der eisenschüssigen Hülle nicht feststellen, — ich hätte es sonst herauslösen und mit heißer Salzsäure behandeln, also die Beweiskraft dieses nicht mir gehörigen Stückes zerstören müssen. Herr Prof. Dr. Haas, dem ich es sofort zeigte, hat sich von der Anwesenheit dieses krystallinen Gemengteils der Konglomerate überzeugt.

Weder in der ersten Arbeit von Herrn Prof. Dr. Stolley[1]) noch in der „Bemerkung" von Stolley[2]) steht das geringste davon, daß diese seine Konglomerate krystallines Material enthalten — es war also beim besten Willen für niemand möglich, nach der Literatur Stolleys Geschiebe mit den meinigen zu identifizieren. Herr Prof. Dr. Stolley sagt nun[3]), „ich hätte offenbar keinen Anstoß an der doch ohne Zweifel sehr bemerkenswerten Vergesellschaftung von Ramsåsagesteinen mit Quarzporphyren genommen". — Ich sehe nicht ein, weshalb ich daran Anstoß nehmen sollte, da ich meine Konglomerate niemals auf Schonen selbst, sondern auf das westliche Ostseegebiet als Heimat bezogen habe. — Ich habe im übrigen diese Vergesellschaftung in meinen Geschieben aber festgestellt und zwar nicht durch oberflächliches Betrachten, sondern dadurch, daß ich einen erheblichen Bruchteil meines Geschiebes durch Behandeln mit heißer Salzsäure von dem kalkigen und eisenschüssigen Bindemittel und von den roten Kalkgeröllen befreite und dann den Rest genau untersuchte.

Hätte ich meine Geschiebe nur von außen besehen, so hätte ich auch nicht bemerkt, daß Quarzporphyre und Diabase darin stecken.

Mit welchem Recht also Herr Prof. Dr. Stolley, der das nach seinem eigenen Geständnis auffallendste bei diesen Konglomeraten an seinen eigenen Geschieben überhaupt nicht gesehen hat, behauptet, „er hätte die Priorität, diese Konglomerate beobachtet und soweit wie möglich gedeutet zu haben, und mit welchem Recht er daraufhin eine Polemik mit Jemand anfängt, der das nach seinem eigenen Zugeständnis bemerkenswerteste daran, „das eine besondere Überlegung und Erklärung erheischte", überhaupt erst beobachtet hat, das überlasse ich dem Urteil der Fachgenossen.

Ich möchte jetzt nur noch auf zwei Tatsachen aufmerksam

---

[1]) Archiv f. Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins. **1.** 1. S. 92.

[2]) Diese Monatsber. S. *174*.

[3]) Ebenda S. 292.

machen, die als Beleuchtung der Diskussionsweise des Herrn Prof. Dr. STOLLEY nicht ohne weitergehendes Interesse sind.

Erstlich hat Herr Prof. Dr. STOLLEY in seinen ersten „Bemerkungen“[1]) entgegen dem Sinn und dem ausdrücklichen Wortlaut meiner ersten Mitteilung mir **untergeschoben**, ich hätte von Konglomeraten gesprochen, die **anstatt** der Ramsåsageröllе solche kristalline Beschaffenheit führten, wovon in meiner Mitteilung kein Wort steht; er knüpft dann an diese seine **Unterstellung** eine Polemik, die also ganz gegenstandslos[2]) ist, und setzt sie weiter fort, ohne auch nur zu versuchen, irgendwelche neuen Tatsachen beizubringen. — In seiner zweiten Polemik wagt Herr Prof. Dr. STOLLEY es aber (in seiner Anmerkung 2 S. 292), entgegen meiner zweimal ausdrücklich ausgesprochenen und durch die Berufung auf das Zeugnis von zwei anderen Fachgenossen[3]) gestützten Feststellung, es anzuzweifeln, daß meine Konglomerate alle die in meiner Notiz erwähnten Gerölle zusammen enthielten, bez. daß „meine Mitteilung ohne jegliche Einschränkung bestehen bleibt“, ohne auch nur den Versuch gemacht zu haben, sich von der Richtigkeit meiner Feststellungen zu überzeugen bez. sie durch eigene bessere Beobachtungen zu widerlegen.

Mit dieser Feststellung ist diese Angelegenheit für mich erledigt.

---

[1]) Diese Zeitschr. S. 174.

[2]) — denn auch Konglomerate, die z. T. aus fossilfreien, roten Kalken von eventuell untersilurischem Alter und kristallinem Material bestehen, können nicht präkambrisch sein, sondern müssen postsilurisch sein, da in der uns bekannten silurischen Schichtenfolge kein Raum mehr für sie vorhanden ist. —

[3]) Herr Prof. Dr. DEECKE war so liebenswürdig, mir neuerdings zu bestätigen, daß auf Hiddensoe ein 1½ m breites und 1 m langes Geschiebe dieser Beschaffenheit gefunden sei, das „so, wie Sie es beschreiben, Brocken von Diabasmandelstein, Quarzit, Sandstein etc. enthält, auch Kalkgerölle mit Beyrichien“, und fügt hinzu „ich glaube auch, in meinen Proben desselben den charakteristischen *Bellerophon trilobatus*, der die Ramsåsagesteine bezeichnet, gefunden zu haben.“ Das mir von Herrn Prof. Dr. DEECKE freundlichst übersandte Probestück mit den roten Beyrichienkalkgeröllen gleicht genau und zum Verwechseln meinem holsteinischen Konglomerat und denen aus der Mark bis auf den Umstand, daß es noch grobstückiger ist; sonst habe ich seiner Schilderung nichts hinzuzufügen. Dieselben Geschiebe sind in diesem Sommer von meinem Kollegen Dr. SCHMIERER zweimal in der südlichen Mark gefunden bei Speerenberg; es sind hier ebenfalls kleinstückige Konglomerate aus Ramsåsageröllen und kristallinem Material.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 12. **1905.**

12. Protokoll der Dezember-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. Dezember 1905.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Das Protokoll der November-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende machte Mitteilung vom Tode des Herrn DEWALQUE.

Die Anwesenden erhoben sich zum Andenken des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Professor Dr. F. E. SUESS, Wien,
vorgeschlagen durch die Herren UHLIG, VACEK und PETRASCHECK;

Herr F. CORNU, Assistent am mineralogischen Institut der Universität Wien,
vorgeschlagen durch die Herren HIBSCH, VACEK und PETRASCHECK;

Herr JOHANNES MÜHLBERG, Dresden,
vorgeschlagen durch die Herren BERGT, ZSCHAU und BERG;

Herr Privatdozent Dr. REINISCH, Leipzig,
vorgeschlagen durch die Herren ZIRKEL, CREDNER und JENTZSCH.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und das von dem Autor als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandte Buch vorgelegt und besprochen:

KAYSER, E.: Lehrbuch der Geologie in 2 Teilen. I. Teil. Allgemeine Geologie, 2. Auflage, Stuttgart 1905,

sowie die infolge des vom Archivar erlassenen Aufrufes in großer Zahl eingegangenen neueren und älteren Abhandlungen und Sonderabdrücke von den Herren: BRANCO, BRANDES, BRUN, ELBERT, GAGEL, HARBORT, HENKEL, HORNUNG, HOVEY, HUNDESHAGEN,

Jonker, E. Kayser, Krahmann, P. G. Krause, Kretschmer, Lorenz, Macco, de Margerie, Missuna, E. Naumann, Ochsenius, Philippi, W. Reiss, Renz, Schellwien, Schucht, Schütze, Schwertschläger, Stappenbeck, Steenstrup, Stenzel, Stille, Stoller, Uhler, Vorwerg, Weber, Wilckens, Wolff, Zeise. (Die Einzeltitel sollen in dem im Drucke befindlichen Katalog der Gesellschafts-Bibliothek abgedruckt werden.)

Mit dem Ausdruck des Dankes an alle Geschenkgeber verknüpfte der Vorsitzende die Bitte, daß die Mitglieder auch künftighin einen Abdruck ihrer Arbeiten der Bibliothek der Gesellschaft überweisen möchten.

Hierauf wurde zur Wahl des Vorstandes und Beirates für das Jahr 1906 geschritten.

Es wurden gewählt in den Vorstand:
Herr Beyschlag als Vorsitzender
Herr Wahnschaffe } als stellvertretende Vorsitzende
Herr Schmeisser }
Herr Gagel }
Herr Philippi } als Schriftführer
Herr Kühn }
Herr Krusch }
Herr Jentzsch als Archivar
Herr Dathe als Schatzmeister.

In den Beirat wurden gewählt die Herren Baltzer, Steinmann, Kayser, Rothpletz, Wichmann und Kalkowsky.

Herr **Philippi** sprach **über den Fund von Fazettengeschieben in norddeutschem Diluvium.**

Herr **Paul Gustaf Krause** machte im Anschluß an diesen Vortrag folgende Mitteilungen über: **das Vorkommen von Fazettengeschieben in Ost- und Westpreussen.**

Bei meinen Kartenaufnahmen in der Provinz Ostpreußen habe ich auch gelegentlich auf das Vorkommen von Fazettengeschieben geachtet und ich bin in der Lage, von dem Funde zweier solcher berichten zu können. Das eine war ein größerer Granitblock, den ich seiner Schwere wegen nicht mitnehmen konnte. Der Fundort liegt im Angerburger Kreise auf dem Blatte Buddern in der Endmoräne südlich von Brosowkenberg in einem Gebiet steinreicher Sande. Das zweite Stück, das ich im Herbste 1904 im Rösseler Kreis auf Blatt Cabienen bei Burschewen fand, kann ich Ihnen vorlegen. Es ist ein kleines Geschiebe eines granitischen Gesteins, anscheinend ein Eruptiv-Gneis, das drei deutlich ausgebildete, polierte und in verschiedener Richtung ge-

schrammte Fazetten trägt. Die eine von diesen ist leider nicht mehr vollständig, da von dem Stein (er lag in einem Lesehaufen) beim Zusammenwerfen mit anderen an dieser Stelle ein Stück abgesprungen ist. Auch dieser Fund stammt aus einem Gebiete steiniger Sande. Ich möchte daher nicht PHILIPPI folgen, der die von KOKEN und NÖTLING [1]) gegebene Erklärung, daß die Steine in Sandmassen eingefroren von dem darüber hinweggleitenden Gletscher geschrammt seien, nicht gelten lassen will. Wir haben vielfache Beobachtungen, die darauf hindeuten, daß Sandschichten von Wasser durchtränkt gefroren und beim Heranrücken des Eises dann als einheitliche Masse diesem entgegentraten. Sie blieben dann ungestört in horizontaler Lagerung liegen und wurden wohl nur an ihrer Oberfläche abgeschert. Waren in einer solchen Masse Geschiebe in entsprechender Lage eingefroren, so lieferte der abgescherte Sand zugleich noch ein wirksames Schleifpulver für die Bearbeitung der Gesteine.

Darin stimme ich jedenfalls PHILIPPI bei, daß die Vorbedingungen für die Entstehung der Fazettengeschiebe örtlich verschieden gewesen sein werden. Es wird bald gefrorener Sand, bald Geschiebemergel oder Ton gewesen sein, in denen die Geschiebe ihre Politur und ihre Schrammen empfingen.

Ich glaube jedoch nicht, daß sie so besonders selten sein werden, man ist wohl bisher nur nicht mit der genügenden Aufmerksamkeit dieser Erscheinung beim Sammeln der Geschiebe nachgegangen. Daß die Fazettengeschiebe auch in Westpreußen vorkommen, möge Ihnen ein weiteres Stück beweisen, das ich Ihnen hier vorlegen kann. Ich fand es zufällig heute Morgen in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt, wo es als Beispiel für eine schöne Schliffläche aufbewahrt wurde, während seine Natur als Fazettengeschiebe nicht erkannt war. Es besitzt nämlich eine große, ebene, prachtvoll dicht parallel geschrammte und polierte Fläche, an die mit scharfer Kante am einen Ende zwei kleine, ebenfalls polierte Flächen anstoßen, deren Schrammenrichtung sowohl untereinander wie von der der Hauptfläche etwas abweicht und zeigt, wie das Stück eine Drehung erfahren hat. Die Unterseite des Steines ist auch poliert und annähernd eben, aber doch unregelmäßiger gestaltet. Die Schrammen sind hier kürzer und mehr vereinzelt und nicht parallel zu einander angeordnet, während sie auf der Hauptfazette über die ganze Fläche gleichmäßig hinweglaufen. Die Schrammung und Politur ist deswegen so schön, weil das Geschiebe ein Kalkstein ist (Roter untersilurischer Orthoceren-Kalk). Es stammt von Thorn an der Weichsel.

---

[1]) Centralbl. f. Min. 1903 S. 97 ff.

Für die Bedeutung des Auffindens der Fazettengeschiebe als eines Schlußsteins in der Beweisführung für die Permokarbonische Eiszeit hat Herr Philippi bereits gesprochen, sodaß ich dem nichts mehr hinzuzufügen brauche.

Nachträglich finde ich noch in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt ein weiteres Fazettengeschiebe, das ebenfalls als solches nicht bezeichnet war. Es stammt von Bornstädt (Prov. Brandenburg). Es ist ein hellgelblich grauer obersilurischer Kalkstein, der auf der Ober- bezw. Unterseite je eine große, prächtig glänzend polierte Schlifffläche trägt. Während die Flächen annähernd parallel zu einander liegen, ist der Verlauf der Schrammen verschieden gerichtet. Die eine Fläche hat solche nur in einer Richtung, die andere zwei einander im spitzen Winkel kreuzende. An die beiden großen legt sich dann je eine kleine Fazette mit abweichender Schliffrichtung, sodaß sich fast derselbe Typus wie an dem Stück von Thorn wiederholt.

Auch an dem Bornstädter Geschiebe zeigen sich dieselben Eigenschaften, wie an den andern oben beschriebenen, strenge Parallelität der Schrammen, gruppenweise Anordnung, indem immer eine gröbere, tiefere mit einer verschiedenen Anzahl feinerer abwechselt, und endlich eine glänzende Politur.

Herr Wahnschaffe bemerkte, daß er große, mit einer ebenen, glattgeschliffenen und geschrammten Fläche versehene nordische Geschiebe s. Z. auf den Schichtenköpfen des weißen Jura beim Dorfe Krotoschin unweit Bartschin in Posen beobachtet und in dieser Zeitschrift[1]) beschrieben habe. Die Schrammenrichtung auf diesen Geschieben war übereinstimmend mit derjenigen auf dem anstehenden Jura. Für die Entstehung der Schliffflächen habe er eine analoge Erklärung wie Herr Philippi für die rügenschen Fazettengeschiebe auf der Grenze zwischen Diluvium und Kreide gegeben. Die ursprünglich unter oder in dem unteren Teile des Inlandeises transportierten großen Geschiebe von Krotoschin gelangten zwischen den buckligen Erhebungen der Schichtenköpfe des weißen Jura zur Ruhe und wurden nun zugleich mit dem Anstehenden in der Bewegungsrichtung des Eises abgeschliffen.

Herr **Jaekel** legte einen **Limulus** aus dem **Rhät** von **Schweden** vor.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Zimmermann und Jaekel.

Herr **F. Wiegers** sprach über **diluviale Faltungen des Tertiärs nördlich von Gardelegen.**

Die ersten Mitteilungen über das Tertiärgebirge im Kreise

[1]) **45.** 1893 S. 706 u. 707.

Gardelegen verdanken wir v. KOENEN[1]), der fossilienreiche Mergel aus der Nähe von Wiepke, eines etwa 10 km nördlich von Gardelegen befindlichen Dorfes, beschrieb, die er zum Oberoligocän stellte. 1868 vervollständigte er[2]) die Fossilienliste und führte ausserdem an, daß der unter dem Mergel in einer Grube angetroffene blaue Ton auf Grund der von REUSS in ihm gefundenen und bestimmten Foraminiferen als Septarienton anzusprechen sei.

Seitdem sind die Aufschlüsse nicht unerheblich vergrößert worden, so daß sie jetzt ein klareres Bild von der Lagerung der Schichten geben.

Es befinden sich zwei kleinere Mergelgruben südwestlich von Wiepke; in der östlichen streicht der Mergel fast NS bei einem Einfallswinkel von 10—15° nach OSO. Mitten durch die Grube geht eine Verwerfung, die O 114° S streicht und mit 65° nach WNW einfällt. In der zweiten Grube streichen die Schichten, die verschiedentlich durch kleine Querverwerfungen mit geringer Sprunghöhe gegeneinander verworfen sind, N 315—330° W und fallen mit 40° nach NO ein; unterlagert werden sie nach v. KOENEN von Septarienton.

Am schönsten aufgeschlossen ist die Hauptgrube, westlich von Wiepke, etwa in der Mitte zwischen diesem Dorfe und Zichtau gelegen. Das Profil durch diese Grube von Süd nach Nord ist folgendes: Zuerst etwa rechtwinkelig umgebogene Schichten von Diluvialsand, deren unterer Schenkel ungefähr horizontal verläuft; dann biegt sich die Falte auf, die Schichten stehen saiger, in sie eingepreßt ist eine $^1/_2$ m mächtige Bank von tertiärem Glimmersand; nun beginnen die Schichten allmählich in immer flacherem Winkel abzufallen; zunächst der Diluvialsand, dann eine gegabelte Schotterbank, die mit 50° nach NNO einfällt und den von Eisensteinbänken durchzogenen Glimmersand gegen das Diluvium abgrenzt. Die letzte Bank dieses Glimmersandes fällt mit 30—40°, der darauf folgende Mergel mit 25—30° gegen NNO ein; Streichen der Schichten WNW bis fast OW. In der 1 km nördlich gelegenen Grube der Zichtauer Ziegelei liegt der Glimmersand zu oberst, unterteuft von Mergel und — nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Bergbaubeflissenen NAHNSEN — von Septarienton.

Verbindet man die Profile der beiden Gruben miteinander, so ergibt sich, daß das Tertiär eine nach Süden überkippte Falte bildet, deren Kern aus mitteloligocänem Septarienton und deren

---

[1]) Über die Oligocän-Tertiärschichten der Magdeburger Gegend. Diese Zeitschr. 1863.

[2]) Über das Ober-Oligocän von Wiepke. Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. i. Mecklenburg. 1868. S. 106—113.

Schenkel aus oberoligocänem Mergel bestehen. Die Faltung geht aber nicht einheitlich durch die 4 Gruben durch, denn während wir in der großen Hauptgrube den Südschenkel der Falte sehen, so ist in der weiter südlich gelegenen westlicheren der beiden kleinen Gruben (Bl. Solpke) der Nordschenkel einer anderen Falte aufgeschlossen. Da nun die Gruben an den Ausläufern des 7 km langen, N—NO gestreckten Höhenzuges der Hellberge liegen, die die nördliche Fortsetzung des Calvörder Endmoränenzuges bilden, so geht aus den Lagerungsverhältnissen des Tertiärs hervor, daß dieser nördliche Teil der Hellberge als eine Stau-Endmoräne aufzufassen ist, da mit aller Wahrscheinlichkeit die an den Hängen beobachtete Faltung sich in das Innere der Endmoräne fortsetzt.

Es ist diese Feststellung auch darum interessant, weil die südlicheren Teile der Endmoräne bei Calvörde und Uthmöden ausschließlich Aufschüttungs-Sand-Endmoränen ohne einen älteren Kern zu sein scheinen. —

Im Sommer 1905 wurde zufällig beim Brunnenbohren im Dorfe Lindstedt des Kreises Gardelegen ein Braunkohlenflöz angetroffen, dessen nicht geringe Mächtigkeit dem Brunnenbauer Hamann in Gardelegen zu weiteren Bohrungen Anlaß gab, die z. T. erfolgreich waren und zu einer Mutung führten. Bald nach dem Bekanntwerden derselben begann ein eifriges Schürfen in der Umgegend, freilich in vielen Fällen ohne den gewünschten Erfolg. Außerhalb der Gemarkung Lindstedt wurde die Kohle nur noch an einer Stelle, nördlich des Rummelsberges bei Klinke, westlich von Lindstedt entdeckt. Das Durchschnittsprofil ist:

0,0—6,6 m	Diluvialsand
0,5—4,0 „	grauer Tertiärton
0,5—3,0 „	sehr humoser schwarzer Ton bis tonige Kohle
4,5–13,4 „	Braunkohle, im oberen Teil fest und hart, im unteren locker, bröckelig
2,0—5,6 „	grauer, glimmerreicher feinsandiger Ton mit oder ohne Kohleadern
	Geschiebemergel.

Das Areal, unter dem die linsenförmig ausgewalzte Kohle liegt, beträgt 60—80 000 qm.

Alle Bohrungen zeigen, daß das Tertiär vom Diluvium unterlagert wird, und alle Anzeichen sprechen dafür, daß hier nicht eine Scholle, sondern ebenfalls eine überkippte Falte vorhanden ist, nämlich 1) die harte Kohle liegt stets oben, die weiche unten, die doch ihrer Beschaffenheit nach zweifellos die jüngere ist; 2) es bildet der humose Ton das Hangende, während er in den, eine normale Schichtenreihe ergebenden Lindstedter

Bohrungen das Liegende bildet, wie auch der Geschiebemergel, hier als das Hangende in einer Mächtigkeit von 1—21 m auftritt; 3) in Wiepke liegt eine analoge Faltungserscheinung vor.

Es ist danach anzunehmen, daß das tertiäre Gebirge zu einem Teile in diluvialer Zeit und höchst wahrscheinlich in der letzten Eiszeit, die uns die erwähnten Endmoränen bei ihrem Rückzuge hinterlassen hat, verschiedentlich in nach Süden überkippten Falten zusammen geschoben, zum anderen Teile aber erodiert worden ist, wie die dunkle bis schwarze Färbung des Geschiebemergels und die vielen kleinen Kohlestückchen in den diluvialen Schmelzsanden anzeigen.

Ob die Braunkohle nun zur sächsischen oder zur märkischen Braunkohlenformation gehört, ist nur indirekt nachzuweisen, da das tertiäre Liegende derselben nirgends erbohrt worden ist und die Braunkohlentone fossilleer zu sein scheinen. Aber aus ihrem Glimmergehalte und aus der Tatsache, daß bei tieferen Bohrungen außerhalb des Faltungsgebietes bei 50—70 m Teufe erst das Oberoligocän unter dem Diluvium angetroffen worden ist, z. B. bei Estedt und Lüffingen, das Mitteloligocän aber fast nirgend gefunden wird, während die Kohle dort immerhin größere Flächen einnimmt, scheint doch hervorzugehen, daß sie nicht unteroligocänen Alters ist, sondern dem Miocän, d. h. der märkischen Braunkohlenformation angehört.

Eine ausführlichere Bearbeitung des Gegenstandes wird in Bälde im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt erscheinen.

Zur Diskussion sprachen die Herren JENTZSCH, WIEGERS, JAEKEL, BEYSCHLAG, KEILHACK, KRAUSE, WAHNSCHAFFE und MEYER.

Herr **HANS HAHNE** sprach: **Über die Beziehung der Kreidemühlen zur sogen. Eolithenfrage.**

Die Frage nach den ältesten Steinartefakten des Menschen, deren Chronologie nunmehr in die Tertiärzeit hineinreicht, ist in den letzten Jahrzehnten zu neuer Bedeutung gelangt durch des belgischen Landesgeologen RUTOT Arbeiten, die zunächst nur das belgische Diluvium betrafen. Die Geologie des Diluviums ist für Belgien in hervorragender und wohl ganz unbestrittener Weise durch RUTOT geklärt. Auf dieser Grundlage konnte er dann auch in der vorliegenden Frage Maßgebendes leisten, zumal da er auch für die „Steinzeiten" der menschlichen Vorgeschichte autoritativ ist. Für diese Neuauflage unserer Frage ist seit einigen Jahren auch in Deutschland Interesse erweckt, (bes. durch das Verdienst von KLAATSCH, SCHWEINFURT und dem Vortragenden). Großen Vorteil für die Sache versprach es, daß auch in Geologen-

kreisen die Bedeutung der Frage erkannt wurde, die ja als Grenzgebiet zwischen Archäologie und Geologie für beide Wissenschaften wichtige Resultate verspricht. Leider fehlt es bei uns noch an der unbedingt notwendigen Zusammenarbeit geologischer und archäologischer Kompetenz. Das ist die Hauptschwierigkeit der Frage —. Deshalb auch viele nach einer Seite hin laienhafte Arbeiten und Beobachtungen, daher so häufiges Über's Ziel schießen und Aufbauschen der Fehler des Gegners — alles zum Schaden der Sache. Die Folge ist, daß das Wort Eolith heute auf Viele wie ein rotes Tuch wirkt! — Auch in dieser Gesellschaft ist bereits mancherlei über Eolithen gesprochen, aber nicht von archäologischer Seite; von künftiger Zusammenarbeit, die wir Archäologen von jeher von den Geologen erbeten haben, erhoffe ich Viel, bezw. Alles! —

Ich möchte heute von unserer Seite die Bedeutung der „Kreidemühlen" kritisieren und die in ihnen gemachten Beobachtungen, welche infolge der allgemeinen Unsicherheit in den einschlägigen Kenntnissen unberechtigtes Aufsehen gemacht haben und sehr ausgenutzt sind von allerlei „Gegnern des Tertiärmenschen". Ich verweise bezgl. der betreffenden Vorgänge u. s. w. auf die mir vorliegenden Arbeiten von Boule und Obermaier in Paris[1]).

Mir selbst sind die Kreideschlämmereien und ihre Silexrückstände schon länger bekannt und zwar von Saßnitz auf Rügen her, wo ich seit Anfang 1904 mehrfach Beobachtungen und Untersuchungen im Interesse der „Eolithenfrage" gemacht habe. So konnte ich bereits bei dem Salzburger Kongreß 1905 die dort vorgelegte Arbeit Obermaiers und seine Originale aus Nantes kurz besprechen, im Anschluß an meinen Vortrag[2]). Ich glaube versichern zu können, daß das Material von Nantes und Saßnitz im ganzen identisch ist (Senoner Silex), und die Vorgänge in den Mühlen dieselben sind.

Ich möchte kurz auf die Punkte hinweisen, die bei der versuchten Vergleichung der Silextrümmer aus den Kreidemühlen

---

[1]) Boule, L'origine des éolithes". Anthropologie" **16**. 1905. Paris. — Obermaier: Zur Eolithenfrage. Archiv f. Anthrop. N. F. **4**. H. 1. Derselbe hatte in der Beilage zur Münchener Allgemeinen Zeitung vom 23. VII. bereits einen tendenziösen Artikel darüber veröffentlicht.

[2]) Vergl. das Referat im Corresp.-Blatt d. Dtsch. anthrop. Ges. 1905. Heft 10. Zu vorlieg. Vortrag siehe auch die Berichte ebenda 1904. Nr. 9, sowie Zeitschr. für Ethnologie, Verhandl. seit Anfang 1903, besonders Klaatsch 1903, S. 92 ff. Diskussionen S. 488 und 1904 S. 299.

mit Artefakten der primitivsten Kulturstufe des Menschen von Wichtigkeit sind[1]).

Die photographischen Abbildungen der Arbeit von Boule sind unbrauchbar, weil sie stark retouchiert sind an den wichtigsten Stellen, die der Obermaier'schen Arbeit sind es zum Teil! Eine der letzteren „zum Vergleich" mitgegebene Auswahl Rutotscher Zeichnungen ist verständnislos zusammengestellt und in sehr schlechter Ausführung wiedergegeben. Die Abbildungen beider Arbeiten zeugen sicher nicht von Verständnis für das von ihnen „bekämpfte" Material. Hierzu stimmen auch die vielfach evidenten Mißverständnisse und falschen Darstellungen von Rutots und Anderer Ansichten und Forschungsergebnissen! Keinesfalls dienen beide Arbeiten zur Klärung, vor allem, weil ihre Schlüsse nicht eingehend begründet werden durch Nebeneinanderstellung und genaue Analyse des fraglichen Materiales. Ich habe Ihnen hier möglichst reichliches Vergleichsmaterial in zwei großen Serien aufgestellt zur persönlichen Prüfung, die ja über alle geschriebenen und gesprochenen noch so gelehrten Worte geht —.

I. Wahllos den Waschbottichrückständen der Kreidemühle; (im Weiteren als KM bezeichnet) durch einen Arbeiter entnommene Silextrümmer.

II. Ausgewählte, möglichst „eolithenähnliche" Stücke derselben Herkunft. Die betr. Stücke sind je in einem Kästchen mit denjenigen Eolithen-„Typen" zusammengelegt, denen man sie etwa vergleichen könnte. Die betr. Eolithen stammen aus dem reinen Mafflienlager von St. Symphorien und aus dem reinen Mesvinienlager von Spiennes-Helin; sie sind keineswegs auserlesene Stücke, während die dabeiliegenden „Pseudoeolithe" der KM das „Beste sind, was es gab" —[2]).

Die Bedeutung der vorliegenden Betrachtung sei in kurzen Worten zusammengefaßt.

Die KM-Produkte sind ja sichere Zufallsdinge. Wie sehen sie aus? haben sie Ähnlichkeit mit dem, was unter der Bezeichnung „Eolithen" für älteste und zugleich primitivste Menschen-Steinartefakte gehalten wird? Wieweit geht diese Ähnlichkeit? Was folgt aus ihr bezüglich der Beurteilung der „Eolithen"? Betreffs der weiteren Frage: wie weit ein Vergleich möglich ist zwischen den Vorgängen in den KM und Vorgängen in der Natur, hat die

---

[1]) Eingehendere Kritik über die vorliegenden Dinge bringt mein Vortrag in der Berliner anthrop. Ges. vgl. Ztsch. f. Ethn. 1905, H. 6.

[2]) Ich stelle das Material zur eingehenderen Prüfung hier zur Verfügung. Herr Dr. G. Krause will die Güte haben, es in seinem Amtszimmer aufzustellen. Ich bitte, mir wegen etwaiger Konferenzen Nachricht geben zu wollen!

Geologie den Ausschlag zu geben. Kreiswirbelbewegung im gemauerten, engen, zylindrischen Bottichen, hauptsächlich durch Umdrehung eiserner Turbinen einer nur aus Silextrümmern bestehenden „Geröllemasse“ aufgezwungen — ist dies wirklich ohne weiteres zu vergleichen mit Vorgängen in der Natur, die in Betracht kommen bei der „Eolithenfrage“? Ausdrücklich bemerke ich, daß ich im Interesse ruhigen, klärenden, streng objektiven Vorgehens die KM-Trümmer zunächst nur mit dem wichtigsten Ausgangsmaterial der Eolithenfrage, den belgischen diluvialen Eolithindustrien[1]) vergleiche. Weitere Verwendung der Resultate besonders Beurteilung anderer problematischer Eolithen-Funde ist verfrüht und würde die bestehende Verwirrung nur erhöhen! —

Ich gebe die Gesichtspunkte der Vergleichung des vorliegenden Materiales in kurzen Sätzen:

Serie I. A) Silexknollen, wenige faustgroß; größere sind im Kreidebruch bereits ausgesondert. Sehr wenige intakt. — Kreidekruste mehrweniger erhalten. Einige nur wenig verletzt, meist an „dünnen Stellen“ durch Quer- und Längsabsprünge.

B) Hauptmasse sind Trümmer mannigfacher Form; relativ wenige mit Kubikinhalt einer Streichholzschachtel. Meist ganz irreguläre Bruchflächen. Nicht wenige größere Abspleißflächen mit typischen Abspleißerscheinungen, selten mit allen; die Flächen stets durch Abbrüche entstellt.
Selten Scheibenform, ganz selten parallele Flächen bei langen schmalen Trümmern (den „Silexspähnen“ vergleichbar.) Sehr selten entwickelte Schlagkegel und Schlagwellen.

A u. B 1) Alle Kanten mehrweniger beschädigt, höchst selten, und nur fast an ganz kleinen Splittern, intakt; die größten Trümmer am meisten kantenbestoßen („Abrollung“), oft nochmals nachträglich zertrümmert.

2) Das Kaliber der Absplitterungen durchgehends gänzlich verschieden, ebenso die Verlaufsrichtung bezüglich der Kantenflächen. Fast keine längere Strecke mit gleichmäßigen (in Größe und Richtung) Absplissen versehen.

3) Besonders stark beschädigte Kanten zeigen nicht Übereinanderschichtungen von Reihen erst großer, dann kleinerer Absplisse.

---

[1]) Ausführlicher s. Ztschr. f. Ethn. 1905, Heft 6. Betreffs der Kunstausdrücke vgl. bes. Ebenda 1904. S. 770—779 und 825 ff.

4) Die Splitterchen, deren Negative die Absplisse sind, selten intakt, meist zertrümmert. Wenige mit relativ regelmäßigerer Kantenbestoßung. Viele noch scharf oder spitz.

Allen Silextrümmern sind folgende Merkmale gemeinsam:

5) Alle, mit verschwindenden Ausnahmen, auch die kleinsten, zeigen metallische Striche und Kritzen, herrührend von Reibung und Stoß an den Maschinenteilen.

6) Alle größeren Flächen sind bedeckt mit kleinen Kreisen und Kreisteilen, Spuren von Schlägen und Stößen, die nicht ausreichten, einen Bruch zu bewirken. Je größer das Stück, desto mehr Kantenverletzung, desto mehr solche Marken! —

7) Die Sprungflächen sind außerdem umso glänzender, je mehr das Stück beschädigt ist.

8) Viele Flächen zeigen feine Kritzen (nicht mit Einschlüssen zu verwechseln).

Weil gerade der frische Rügener Silex bekanntlich bei Verarbeitung im Sinne der prähistorischen Artefakte die Absplißerscheinungen prachtvoll zeigt, muß die Tatsache, daß diese hier in der KM fast fehlen, einen Grund haben: Die zufälligen Schläge und Stöße treffen nur selten in „geeigneter“ Weise, wie bei intentioneller Bearbeitung fast jeder Schlag. Der Mensch „zerhieb“ aber die Kanten seiner Werkzeuge nicht, sondern behieb sie sinnvoll und mit Auswahl.

Das zeigt nun Serie II noch klarer!

Unter etwa 200 Stücken der Serie I sind vielleicht 20, bei oberflächlicher Vergleichung, für die Zwecke der Serie II tauglich. Die allermeisten scheiden bald aus wegen großer Differenzen gegenüber den „Eolithen“; sie sind diesen gegenüber „typisch sinnlos“ infolge der Verteilung und Art der Absplitterungen:

1) Regelmäßige Randverletzungen, die absichtlichen Randschärfungen ähneln, finden sich nur auf kleinen Strecken oft großer, im Übrigen zerhauener Ränder. Oft wechselt die Absplißrichtung ein oder mehrmals von einer Fläche zur andern an solchen Kanten.

Regulär behauen scheinende Strecken sind vielfach beschädigt durch regellose große Absplitterungen.

Im Ganzen besteht daher, zumal unter der Lupe gesehen, ein zerzaustes Aussehen der Ränder. Solche Kanten liegen außerdem auch meist nicht so am ganzen Stück, daß sie beim bequemen Anfassen desselben die Lage einnehmen, wie es die Arbeitskante an jedem richtig angefaßten Werkzeug tut. Dagegen besteht selbst bei stark verbrauchten

„Eolithen“ erhebliche Regelmäßigkeit in Nebeneinanderreihung, Übereinanderschichtung und Richtung der Randabsplisse an den Arbeitskanten, während (s. u.) die ihnen gegenüberliegenden Kanten handpaßlich gemacht sind durch eine andere Art unregelmäßigerer, aber doch charakteristischer Beklopfung.

2) Diese sinnvolle Verteilung und Beibehaltung des Unterschiedes von Arbeits- und „Anfaß“-Kanten mangelt nun den KM-Trümmern ganz! Wo Ansätze zur Ähnlichkeit zwischen Artefakten und Zufallsprodukten vorliegen, fällt sofort die mangelnde Lokalisierung der Bearbeitung an den KM-Silexen auf. Andererseits aber bei diesen belgischen Eolithen so oft gänzliche Unverletztheit von scharfen Kanten, die weder als Arbeitskante noch zum Anfassen in Betracht kommen, deshalb dort oft nur ein stark systematisch nachgeschärfter Rand an der dicksten Stelle des vielkantigen Eolithen, der im übrigen ohne Beklopfung bereits handlich war! Deshalb auch häufiges Erzwingen einer bestimmten Kantenform bei Eolithen, während diese bei den KM-Trümmern sich stets fast nach den allgemeinen Konturen des Stückes richtet.

Stücke aus der KM, die alle diese Kritik dennoch zu überstehen scheinen, sind ganz außerordentlich selten, sie sind aber meist bedeutungslos, da sie entweder sehr klein sind, und wenn sie größer sind, und an stärker „bearbeitete“ Artefakten erinnern, die unter I genannten Zeichen sinnloser Behandlung zeigen; gute „Perkuteur“-Formen kommen häufiger vor: sie sind ja aber unwichtig und bereits fertig, wenn ein oder mehrere Absplisse ungefähr parallel einer „möglichen Schlagachse“ an einem Knollen auftreten.

3) Es fehlen gänzlich die großzügig behandelten großen Stücke, die sich in jeder Eolithindustrie finden; ferner Stücke von Scheiben- oder Spahnform, die rings in einem Sinne randgeschärft sind; dann größere Stücke, die handlich gemacht sind, an der Arbeitskante aber nur die Zeichen des Gebrauches ohne Nachschärfung zeigen; ferner jeder Anklang an kompliziertere Werkzeuge, die es in jeder Eolithindustrie gibt, wenn sie so schönes Urmaterial hat wie der Rügener Silex es ist.

Endlich fehlt ein Hauptmerkmal der reinen unverwühlten belgischen Eolithenlager, daß gänzlich intakte Trümmer (dort meist natürliche) innig gemischt liegen mit bearbeiteten und zerarbeiteten.

Also scheinen doch Vorgänge wie die in der KM oder ähnliche allein nicht zu genügen, wirkliche Pseudoeolithen hervor-

zubringeu! Und hätten in Belgien zur Zeit der Bildung der Eolithenlager ähnliche Vorgänge gewirkt, wie die Vorgänge in den Kreidemühlen, so müßte das Material jener Fundstellen doch irgendwie die hier analysierten Charaktere der KM-Rückstände zeigen. Jeder, der sich auch nur einigermaßen mit beiden beschäftigt, sieht aber bald die großen Unterschiede! In der Natur gibt es aber allerlei Vorgänge, die auf Silex zersplitternd wirken können. Auf sie komme ich ein anderes Mal, kann aber schon jetzt sagen, daß im Ganzen das hier gesagte überall gilt, wo eben das Agens fehlt, dessen Wirksamkeit wir in den Merkmalen der Eolithen sehen, der sinnvoll, wenn auch noch nicht mit der Absicht, gedachte Formen hervorzubringen, arbeitende Mensch! Durch eigenhändige Experimente (Arbeiten in eolithischer Art!) können Sie besser als sonst irgendwie, meine Ausführungen kontrollieren. Die größte Hauptsache ist aber wie überall in der Wissenschaft: Selbst sehen, objektiv und analytisch das Material prüfen. Giltige Vergleiche lassen sich nur anstellen, wenn man beide Vergleichsobjekte wirklich kennt und nebeneinanderstellt!

An der Diskussion nahmen die Herren JAEKEL und WIEGERS[1]) teil.

Herr HAHNE bemerkte: Ich habe mich absichtlich auf belgische Vorkommnisse beschränkt, gehe deshalb heute auf Herrn WIEGERS Frage nicht ein: Dazu gehört, wie ich bereits sagte, ein besonderer Vortrag und sehr eingehende Erörterungen, um die Frage vor weiterer einseitiger und oberflächlicher Behandlung zu schützen. Erst müßte das belgische Ausgangsmaterial allgemeiner bekannt sein. Voreilige Einbeziehung von anderem Material wird den neuerdings so zahlreichen, ganz laienhaften Eolithensammlern und Eolithenfeinden nur Wasser auf die Mühle sein! Ich weiß nicht, wie weit Herr WIEGERS das belgische Material kennt; mein norddeutsches kennen Sie ja nicht; es werden jetzt aber sehr viele fragliche Dinge von Laien und Halblaien als Eolithe gezeigt!

Herr C. GAGEL sprach: **Über das Vorkommen alttertiärer Tone im südwestlichen Lauenburg.**

Bei der Kartierung wurde in der Umgegend von Schwarzenbek in großer Ausdehnung das Vorkommen sehr auffallender Tone festgestellt, die südöstlich bis südwestlich von Schwarzenbek in der Forst Rühlau bis in die Nähe des Vorwerks Melusinenthal auf eine Erstreckung von etwa 4 km in W-O Richtung und

[1]) vgl. die Briefl. Mitteil: Die natürliche Entstehung der Eolithe im norddeutschen Diluvium. S. 485.

auf 1—1 1/2 km N-S Erstreckung ziemlich zusammenhängende Flächen bilden, aber auch noch in einiger Entfernung davon bei Louisenthal, sowie an vereinzelten Stellen in Bahneinschnitten und bei Brunnenbohrungen angetroffen wurden, endlich sogar noch in etwa 12 km Entfernung nordnordöstlich von Schwarzenbek im „Stubben“ bei Tramm sich vorfanden.

Die Beschaffenheit aller dieser Tonvorkommnisse ist eine höchst auffällige und von der der sonst im Diluvium und Tertiär des Gebietes vorkommenden Tone größtenteils sehr abweichend.

Zuerst fielen mir bei den Übersichtsbegehungen in der Forst Rühlau außerordentlich fette, großenteils seifig schmierige und an der Oberfläche intensiv ockergelb gefärbte Tone auf, die in 1 1/2—2 m Tiefe allmählich eine rotbraune, besonders aber grünlich gelbe, gelblich braune oder dunkel grünlich graue, z. T. sogar eine fast schwarze Farbe annehmen. Die außerordentlich intensive ockergelbe Färbung aller dieser verschiedenen Tone an der Oberfläche war offenbar nur die Folge oberflächlicher Verwitterung der sehr reichlich in ihnen enthaltenen Eisenverbindungen. Eine Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung der verschieden gefärbten, aber durchgehends außerordentlich fetten[1]) und ziemlich kalkhaltigen Tone ließ sich nicht feststellen. Die verschiedenen Varietäten wechselten ganz bunt und unregelmäßig in sehr nahe bei einanderstehenden Bohrlöchern mit einander ab; ja in vereinzelten Bohrlöchern wurde in 1,80—2 m Tiefe unter diesen, offenbar nicht diluvialen Tonen diluviales Material, Spatsand, Kies bezw. Geschiebemergel angetroffen.

In der Ziegeleigrube von Schwarzenbek, die südlich vom Orte auf einer weit in die Rühlauer Forst vorspringenden Ackerparzelle liegt, hatte ich schon seit Jahren ebenfalls recht auffallende und sehr verschieden gefärbte Tone beobachtet, von denen mir beim ersten Anblick klar war, daß sie weder diluvial sein konnten, noch mit den bisher bekannten miocänen Glimmertonen, die auch in der Umgegend mehrfach nachgewiesen sind, irgendwelche Ähnlichkeit hatten, sondern daß sie wahrscheinlich erheblich älter sein mußten, ohne daß ich jedoch in der immer sehr stark verstürzten Grube ein einwandfreies Bild von den gegenseitigen Lagerungsverhältnissen der sehr verschieden gefärbten und beschaffenen Tone hätte gewinnen können und ohne daß ich in einer der sehr zahlreich am Boden der Grube herum-

---

[1]) Sie sind so wasserundurchlässig, und wasserhaltend, daß sich im Walde auch auf vollständig ebenen flachen Stellen auf ihnen fast stets Binsenarten angesiedelt haben und die Wege in ihrem Verbreitungsgebiet großenteils unpassierbar sind.

liegenden Geoden auch nur eine Spur irgend eines Fossils gefunden hätte.

In dieser, stets in einem jammervollen Zustande befindlichen Grube und an ihren ganz verstürzten Rändern habe ich im Laufe der letzten 5 Jahre folgende Tonvarietäten beobachtet:

1) An dem Westrande der Nordwand einen kalkhaltigen, ziemlich hellgrauen Ton und darunter einen ganz dunkelgrauen, sehr kalkhaltigen Ton mit zahlreichen kleinen Gypskristallen (z. T. Schwalbenschwanzzwillingen).

2) In der Mitte der Nordwand ziemlich hellgraue, sehr kalkhaltige Tone mit zahlreichen, kleinen Phosphoriten von Haselnuß- bis Wallnußgröße und eigentümlich hellleder-braunen, großen Toneisensteingeoden, die bei der Untersuchung in 3 Analysen 29—32 % Phosphorsäure ergaben und auf den Kluftflächen zahlreiche, z. T. schön ausgebildete Schwerspatkristalle zeigen.

3) Am Ostende der Nordwand dunkelgrauen, kalkhaltigen Ton über dunkelgrauem, kalkfreien Ton, der beim Schlemmen vereinzelte kleine Gypskristalle ergab.

4) In der Südostecke der Grube 1 m intensiv gelben, kalkfreien Ton über 2,5 m dunkelgrauem, kalkfreien Ton, über 2 m deutlich blau gefärbtem, kalkhaltigen Ton, der bei vollständigem Trocknen eine mittelgraue Farbe annimmt und den, im grubenfeuchten Zustand sehr deutlichen, blauen Farbenton ganz verliert.

Alle diese verschiedenen Tonvarietäten zeigten, soweit sie jeweils zu beobachten waren, außerordentlich gestörte Lagerungsverhältnisse; in der Südostecke waren die drei dicht daneben untereinander liegenden Tonvarietäten zeitweise mit senkrecht verlaufenden Grenzen neben einander zu sehen; über das Lagerungsverhältnis der 3 zuerst beschriebenen Tone in der Nordwand der nur etwa 100 m langen und höchstens 30 m breiten Grube war überhaupt nichts zu ermitteln.

An der Südseite der Grube waren in diesem Jahre 1905 folgende Schichten entblößt und durch sehr intensiven Abbau gut aufgeschlossen:

1. Zu oberst fast schwarzer, sehr fetter, kalkfreier Ton mit zahlreichen kleinen Gypskristallen (z. T. Schwalbenschwanzzwillingen), etwa 1—1,5 m mächtig; er war am Ostende des Aufschlusses steil in die Höhe gepreßt und grenzte mit senkrechter Fläche an normalen Oberen Geschiebemergel, von dem er auch überlagert wurde.

Nach Zeiten längerer Trockenheit blühen aus diesem schwarzen Ton zahllose, sehr kleine, weiße Punkte aus (Alaun?), die bei Regen wieder verschwinden.

Mit dem normalen miocänen Glimmerton, wie er z. B. auch in geringer Entfernung von Schwarzenbek ansteht, hat dieser schwarze Ton gar keine Ähnlichkeit. Unter diesem schwarzen kalkfreien Ton liegt in etwa $1^1/_2$ bis 2 m Mächtigkeit ein sehr deutlich blauer, zu Zeiten intensivhimmelblau gefärbter, magerer, kalkhaltiger Ton, der zahlreiche, bis zu $^1/_2$ m im Durchmesser haltende, linsenförmige Geoden von hellgrauer Farbe und ganz auffallend großer Zähigkeit enthält, außerdem noch dunkelgraue, kugelig-traubige Aggregate von Schwerspat bis zum Gewicht von über 5 kg und zahlreiche, große und kleine Platten von Faserkalk bis zu 1 dm Stärke, sowie Markasitknollen. Der Faserkalk ist stellenweise so mürbe und verwittert, daß man die einzelnen Fasern mit den Fingern, bezw. dem Fingernagel ganz leicht voneinander lösen kann, und ich ihn deshalb zuerst für Fasergyps hielt. Nach dem spezifischen Gewicht und dem Axenbild zu urteilen, ist es Calcit.

Die sehr zähen, festen, grauen Geoden lösen sich in heißer Salzsäure unter Hinterlassung eines nur sehr geringen Tongehaltes und unter starkem Aufbrausen fast vollständig auf, sie bestehen aus kohlensaurem Eisenoxydul mit einem sehr bedeutenden Prozentsatz an phosphorsaurem Kalk. Eine genaue Analyse liegt noch nicht vor; von den bis 32 % Phosphorsäure enthaltenden lederbraunen, spröden Toneisensteingeoden, die in dem hellgrauen kalkhaltigen Ton der Nordseite vorkommen, unterscheiden sie sich auf den ersten Blick durch ihre graue Farbe und dann durch ihre ganz auffallende Zähigkeit. Diese grauen, zähen Toneisensteingeoden sind die einzigen, die einige kümmerliche Fossilien geliefert haben.

Der blaue Tonmergel, in dem sie vorkommen, enthält stellenweise, schweifartig oder streifenartig verteilt, schmale fliederfarbige Partieen, die ziemlich hart sind und nicht mit kalter konzentrierter Salzsäure brausen; in heißer Salzsäure lösen sie sich unter heftigem Aufbrausen ziemlich vollständig auf — beim Trocknen verliert sich die ziemlich intensive, auffallend violette Farbe vollständig, ebenso wie die blaue des Tons. Offenbar ist sie durch einen Gehalt an phosphorsaurem Eisenoxydul bedingt, der sehr fein verteilt ist und sich deshalb schnell oxydiert; in den violetten, harten Partieen ist durch eine rohe Analyse ein Phosphorsäuregehalt von etwa $^1/_2$—1 % nachgewiesen.

Unterlagert wird dieser blaue Tonmergel von einem ziemlich lebhaft rotbraun gefärbten Tonmergel, der aber beim Schlemmen schon soviel nordisches Material ergab, daß er nicht mehr als tertiärer Ton betrachtet werden kann, sondern als aus intensiv aufgearbeitetem und umlagertem Tertiär bestehendes Diluvium

gelten muß und der nach unten ganz allmählich in richtigen, zweifellosen, rotbraunen Geschiebemergel übergeht.

Das ganze Tertiärvorkommen erweist sich also auch hier nur als eine auf Diluvium lagernde Scholle.

Diese tertiären Tone setzen sich nun von der Ziegelei Schwarzenbek noch weiter nach OSO fort bis in die Nähe des Vorwerks Melusinenthal; die einzelnen Varietäten immer in buntem Wechsel, und zu den bisher beschriebenen Abarten tritt nun noch eine neue, höchst auffällige hinzu, die von mir weiter westlich kaum beobachtet war, ein hellgrauer bis dunkelgrauer, vollständig kalkfreier Ton von sehr sonderbarer petrographischer und physikalischer Beschaffenheit. Dieser graue Ton ist nämlich nicht eigentlich plastisch, sondern läßt sich am zutreffendsten in seinem Verhalten wohl mit frischem Glaserkitt vergleichen; er hinterläßt beim Reiben zwischen den Fingern ein merkwürdiges, unangenehmes Gefühl, das ziemlich lange anhält, er ist ungemein zähe, sodaß der Bohrer sich nur außerordentlich schwer hineinschlagen läßt und das Beackern dieses Tonbodens zu Zeiten ganz unmöglich ist. Stellenweise wurde unter diesen grauen, kittartigen Tonen mit dem Bohrer ein fast schwarzer, anscheinend glimmerfreier Ton nachgewiesen.

Diesen grauen, kittartigen Ton könnte man zur Not des Nachts im Dunkeln kartieren, so merkwürdig und unverkennbar ist das Gefühl, das er beim Reiben zwischen den Fingern hinterläßt. Diese Varietät wurde auch bei Tramm im „Stubben" gefunden.

Eine mechanische Analyse des Tones und eine Untersuchung der Schlemmproben mit der Lupe ergab nichts auffälliges, worauf die eigentümliche Beschaffenheit des Tones zurückgeführt werden könnte; er unterscheidet sich nach der bisherigen Untersuchung nicht merkbar von gewöhnlichen Tonen.

Fünf verschiedene Proben der kalkhaltigen Tone aus der Ziegeleigrube Schwarzenbek ergaben beim Durchschlemmen nur ganz geringe Spuren von Mikrofauna bei Anwendung der feinsten Gazesiebe; es sind unglaublich schlecht erhaltene, z. T. vergypste Foraminiferen, die sich meistenteils kaum dem Genus nach bestimmen lassen. Nur in dem grauen, kalkhaltigen Ton der Nordseite, der auch die kleinen Gypskrystalle enthält, waren einige, sehr spärliche Foraminiferen enthalten, die sich der Art nach bestimmen ließen, nämlich nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen Dr. Schmierer: *Discorbina simplex* d'Orb., *Pullenia compressiuscula*, *Bulimina pupoides* d'Orb., *Truncatulina Akneriana* d'Orb., *Dentalina* sp., *Cristellaria* sp., *Globigerina* sp. Diese vier ersten Formen wurden auch in einem grauen miocänen Ton bei Ütersen getroffen, der mit dem Schwarzenbeker Ton sehr große petro-

graphische Übereinstimmung zeigt und mitten in normalem miocänem Glimmerton eingelagert war, worüber demnächst eine ausführlichere Publikation meiner Kollegen Dr. SCHRÖDER und STOLLER zu erwarten ist, deren Freundlichkeit ich auch diese Angabe verdanke.

Da aber mit Ausnahme der bisher nur im Miocän aufgefundenen *Discorbina simplex* D'ORB .alle anderen Foraminiferen auch schon im Mitteloligocän vorkommen, so ist die Altersbestimmung dieser grauen Schwarzenbeker Tone als Miocän immerhin noch recht unsicher.

Daß derartige graue, gypshaltige, glimmerfreie Tone, die vom Glimmerton petrographisch ganz abweichend ausgebildet sind, aber überhaupt ein miocänes Alter haben könnten, war nach den bisher bekannten Aufschlüssen und der Literatur allerdings nicht zu vermuten.

Dagegen wurde keine Spur eines größeren Fossils oder von Steinkernen in diesen grauen Tonen beobachtet; die lederbraunen Phosphorite erwiesen sich ebenfalls als vollständig fossilfrei, und nur in den sehr zähen, grauen Geoden aus dem blauen Tonmergel fanden sich, nachdem mit unendlicher Mühe etwa 200 davon zerschlagen waren, in dreien sehr kümmerliche Reste von Fossilien. Eine enthielt eine Käferflügeldecke und den Abdruck eines sehr dünnhäutigen Insekten (Neuropteren)- Flügels, eine zweite enthielt zahlreiche, große Stücke von ganz verkohltem Holz, das beim Aufschlagen der Geode größtenteils abbröckelte und zerstäubte, also unbestimmbar war, immerhin aber aus der Beschaffenheit und Anordnung der Leitbündel erkennen läßt, daß es Monokotyledonen von 5—10 cm Stammdurchmesser (Palmen?) gewesen sind. Die dritte Geode endlich enthielt ziemlich zahlreiche, aber ganz außerordentlich schlecht erhaltene Gastropoden, große, bikonkave Fischwirbel von 3 cm Durchmesser und Zweischaler sowie ebenfalls verkohltes Holz derselben Beschaffenheit.

Gewisse Indizien schienen dafür zu sprechen, daß diese Tone z. T. wohl eocän sein könnten. Herr Geheimrat v. KOENEN, der die Güte hatte, das Fossilmaterial durchzusehen, konnte aber darin keine eocänen oder paleocänen Formen finden, sondern nur zwei Gastropoden vermutlich oligocänen Alters bestimmen und zwar eine, die in der Skulptur sehr lebhaft an *Pisanella semiplicata* NYST erinnert, und eine andere, die eine gewisse Ähnlichkeit mit *Fusus multisulcatus* NYST hat, obzwar die Spiralstreifen sehr viel größere Zwischenräume aufweisen, als es selbst bei den extremsten Formen dieser Art der Fall zu sein pflegt, und auch noch sonstige Unterschiede von der typischen Leitform des Mitteloligocäns vorhanden zu sein scheinen. Die andern Gastropoden

wagte selbst Herr v. Koenen nicht mit bekannten Arten zu identifizieren. Unter den Zweischalern ist eine zweifellose *Lima* vorhanden, die, nach dem Umriß zu urteilen, vielleicht der *Lima soror* Wood aus dem englischen Eocän entsprechen könnte; die andern sind ebenfalls nicht bestimmbar. Auffallend ist die verhältnismäßig große Menge verkohlten Holzes in den Geoden, sowie die Insektenreste — es scheint, als ob diese Tone in der Nähe des Landes, bezw. einer Flußmündung abgesetzt sind, wodurch diese nicht marinen Dinge eingeschwemmt wurden.

Da die beiden bestimmbaren Formen bisher nur aus Oligocänschichten bekannt sind, da die ganze Schichtenfolge sowie die Geoden aber mit dem mitteloligocänen Septarienton nicht die geringste Ähnlichkeit haben, Oberoligocän aber erst recht ausgeschlossen erscheint, von der Foraminiferenfauna und den sonstigen Leitfossilien des Rupeltons auch garnichts vorhanden ist, so bleibt als vermutliches Alter für die blauen Tonmergel mit Toneisensteingeoden und Schwerspatknollen vielleicht ein unteroligocänes Alter übrig, oder aber Mitteloligocän in einer bisher ganz unbekannten (brackischen?) Fazies.

Ob die übrigen ganz fossilfreien Tonmergel bezw. Tone, die in der Ziegeleigrube und sonst in dem Rühlauer Forst im engsten Verband mit diesen vielleicht miocänen? und unter- bez. mitteloligocänen? Tonen vorkommen, desselben oder noch höheren Alters sind, läßt sich in Anbetracht des Fehlens jeglichen weiteren Aufschlusses und der unglaublich gestörten Lagerungsverhältnisse nicht feststellen. Ich habe in diesem Sommer alle mir bekannten Aufschlüsse von Tertiär (außer Itzehoe) in Schleswig Holstein aufgesucht und habe von Sylt bis Fehmarn nichts auch nur annähernd mit diesen Schwarzenbeker Tonen vergleichbares gefunden.

So sehr ich mir nun auch bewußt bin, daß gegenüber der außerordentlich großen Erfahrung und Kompetenz des Herrn v. Koenen, der keine eocänen Formen in meinem Material entdecken konnte, mein eigenes palaeontologisches Urteil hierin nicht mitsprechen kann, da ich bisher noch nicht Gelegenheit hatte, mich eingehender mit alttertiären Faunen zu befassen und keine eigene Anschauung von der vertikalen Verbreitung und Variabilität der alttertiären Gastropoden habe, so möchte ich doch nicht unterlassen, auf die Schwierigkeiten stratigraphischer und allgemein geologischer Natur hinzuweisen, die sich aus der Annahme eines oligocänen, speziell mitteloligocänen Alters dieser Schwarzenbeker Tone ergeben. Wie erwähnt, zeigen die blauen Tone und ihre Geoden eine absolut andere Beschaffenheit als alle bekannten Vorkommen von Septarienton, und das verhältnismäßig reichliche Vorkommen von Holzresten, die, wenn auch

nicht mit Sicherheit bestimmbar, doch wegen der eigentümlichen Anordnuug und Beschaffenheit der Leitbündel sehr lebhaft den Verdacht erwecken, daß sie wohl Palmenholz gewesen sein könnten, und von Insekten- (Neuropteren-)resten weisen auf flaches Wasser und große Landnähe hin. Nun sind aber aus dem übrigen Holstein — Gegend von Lübeck, Itzehoe, Heide — und aus Schleswig ebenfalls Vorkommen von Mitteloligocän in Rupeltonfazies bekannt, die mit den märkischen und mitteldeutschen genau übereinstimmen und auf erheblich tieferes, landfernes Wasser hinweisen — zwischendrein soll nun derselbe Horizont bei Schwarzenbek in ganz anderer, küstennaher Fazies mit ganz anders beschaffenen Geoden auftreten?

Ziehen wir aber in Betracht, daß die von Herrn v. Koenen doch nur mit großer Reserve als oligocän angesprochenen Formen nur sehr fragmentarisch erhalten sind (Abdruckfragmente ohne Mündung), daß ferner der ganze Habitus besonders der Geoden nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Gottsche der das Material kürzlich hier bei mir sah, auffallend an Londonton erinnert, womit auch das reichliche Auftreten von palmenähnlichen Hölzern übereinstimmen würde, daß ferner die eigentümlichen kleinen Phosphorite der grauen Tone und die lederbraunen Phosphorite mit Schwerspatausscheidungen ebenfalls aus dem Londonton von Hemmoor bekannt sind, so ist der Verdacht, daß es sich hier doch vielleicht um eine eocäne Bildung handelt, wohl nicht als so ganz unbegründet von der Hand zu weisen. Bedenkt man ferner, daß vor Jahren von Stolley[1]) einige Geschiebe aus Ostholstein beschrieben sind, die durch die Führung von *Aporrhais Sowerbyi* Mant. als zweifellos zum Londonton gehörig sich erwiesen haben, die aber außer dieser Leitform des Londontons zahlreiche, nicht identifizierbare Gastropoden, Holzreste, Fischwirbel und zahlreiche Insektenreste enthielten, also dieselbe merkwürdige Vereinigung von marinen und terrestrischen Organismen wie die Geoden von Schwarzenbek, so wird die Vermutung, daß der Schwarzenbeker Ton dem London clay entspräche, noch erheblich wahrscheinlicher. Die petrographische Beschreibung, die Stolley von den ostholsteinischen Septarien gibt, ist leider so unzureichend, — insbesondere wird nichts von einem etwaigen Gehalt an Phosphorit erwähnt, sondern nur gesagt: einmal, daß sie den Septarien des Septarientons „nicht unähnlich" seien (S. 100), das andere Mal, daß sie eine von den mitteloligocänen Septarien abweichende (S. 104) petrographische Beschaffenheit besäßen —, daß sich ein Urteil über die petro-

[1]) Über Diluvialgeschiebe des Londonthons in Schleswig-Holstein. Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins 3. 1899 S. 106—109.

graphische Übereinstimmung mit meinen ganz außerordentlich charakteristischen und unverkennbaren Geoden nicht gewinnen läßt; indeß betont auch STOLLEY die petrographische Ähnlichkeit seiner Geschiebe mit Septarien des Londonclay von SHEPPEY, die bei meinen Geoden Herrn Prof. Dr. GOTTSCHE auffiel. Bedenkt man ferner, daß die im Londonton von Hemmoor in Nordhannover vorhandene, sehr schlecht erhaltene Gastropodenfauna ursprünglich ebenfalls für unzweifelhaftes Mitteloligocän gehalten wurde, bis GOTTSCHE auf Grund der damit zusammen vorkommenden reichen und charakteristischen Brachyurenfauna die Altersbestimmung als Londonclay sicherstellte, daß ferner nach einer freundlichen Mitteilung meines Kollegen Dr. SCHRÖDER die petrographische Beschaffenheit der Schwarzenbeker Tone und ihrer Geoden mit gewissen Partieen der Ablagerungen von Hemmoor ganz unverkennbar ist, wie auch schon oben erwähnt wurde, so häufen sich die Argumente gegen mitteloligocänes und für untereocänes Alter der Schwarzenbeker Tone denn doch sehr bedenklich.

Hoffentlich gelingt es bei weiteren Aufsammlungen besser erhaltenes und bestimmbares Fossilmaterial in den Geoden zu finden. Noch größere Bedenken als gegen die Beweiskraft der fragmentarischen Gastropoden würden wohl gegen die der Foraminiferen, „die bisher nur aus Miocän bekannt sind“, erhoben werden können, denn wenn man bedenkt, wie wenig bekannt die Foraminiferenfauna des ältesten Tertiärs ist und wie außerordentlich langlebig und variabel viele von diesen mikroskopischen Formen sind, so wird man dem Umstand, daß eine dieser Formen bisher noch nicht in älteren als miocänen Bildungen gefunden ist, während andere ähnliche Formen fast durch das ganze bekannte Tertiär durchgehen, keine zu große Bedeutung beimessen. Der Ton, in dem diese „miocänen“ Formen gefunden sind, zeigt zwar große Übereinstimmung mit dem Miocän von Glinde-Ütersen und auch mit Tonen, die ich neuerdings im Miocän der Elmshorner Bohrungen getroffen habe, aber von den so außerordentlich charakteristischen und häufigen, spröden, lederbraunen Phosphoriten mit Schwerspatkrystallen, die bei Schwarzenbek das auffälligste Merkmal dieser grauen Tone darstellen, ist weder bei Glinde-Ütersen noch bei Elmshorn auch nur die geringste Spur gefunden worden; zu ihrer Bildung haben jedenfalls Faziesbedingungen gehört, die bei keinem der uns bekannten Miocäntone vorhanden gewesen zu sein scheinen. Die Phosphorite im Obermiocän von Lüneburg-Ochtmissen[1]) sind ganz anders beschaffen als die Schwarzenbeker Phosphorite.

---

[1]) Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 108, Blatt Lüneberg S. 16.

Ziemlich in der westlichsten Stelle der Verbreitung dieser Tone etwas westlich der Försterei Schwarzenbek ist im Jahre 1845 auf Betreiben des dänischen Fiskus eine kleine Bohrung in diesen Tonen heruntergebracht.

Die Bohrung ist angesetzt in ganz außerordentlich fettem, schmierig-seifigen, grünlich gelben bis gelbgrünlichen Ton, der nach einer Kontroll-Handbohrung bis 2 m anhält; die weitere Schichtenfolge ist nach dem Originalbohrbericht von KABELL[1]) folgende gewesen:

10 $^1/_2$	Fuß	grünlicher Ton
12 $^1/_2$	„	glimmerreicher grüner Sand, bei 12′ und 18′ Tiefe zu kleinen Sandsteinbänken erhärtet.
11 $^1/_2$	„	schwarzbrauner Tonmergel
1 $^1/_2$	„	grauer feiner Mergelsand (nicht durchbohrt).

Die kleinen, jetzt staubtrockenen, im Hamburger Museum aufbewahrten Bohrproben bestätigen nach meiner Prüfung diesen Befund — bis 23 Fuß (rund 7 m) ist es tertiärer, kalkfreier grünlicher Ton, bezw. grünlicher kalkfreier Sand mit kleinen Sandsteinstückchen, darunter liegt 12 Fuß zweifelloses Diluvium —, ich möchte den schwarzbraunen „Tonmergel" nach einer kleinen Probe für Geschiebemergel halten; der „Mergelsand" ist tonig-kalkiger, feiner Spatsand.

Über dieselbe Bohrung liegt noch ein anderer, z. T. etwas abweichender Bericht von MEYN[2]) vor, der ebenfalls auf Grund von authentischen Bohrproben verfaßt ist.

MEYN schildert seine (inzwischen verschollenen) Proben folgendermaßen:

0—10 $^1/_2$	Fuß	lichtolivengrüner Ton, seifig, sand- und steinfrei,	
10 $^1/_2$—23	„	sandfreier, zeisiggrüner Ton; bei 12 und 18 Fuß grüner Glimmersandstein mit kalkigem und kieselig kalkigem Bindemittel,	
23—33 $^1/_2$	„	hellgrauer, fetter, steinfreier Tonmergel	Diluvium
33 $^1/_2$—35	„	aschgrauer kalkhaltiger Spatsand.	Diluvium

Bei der sonstigen Zuverlässigkeit von MEYNS Angaben, die sich bis zu 2 m Tiefe durch eine Kontrollhandbohrung auf das genaueste bestätigt haben („olivenfarbiger" „seifiger" Ton), ist es sicher, daß die Schichten von 10 $^1/_2$—23 Fuß und von

---

[1]) Verhandl. der 24. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte. Kiel 1847, S. 59 Taf. IV.

[2]) Neue Beobachtungspunkte mitteltertiärer Schichten in Lauenburg und Holstein. Diese Zeitschr. 3. 1851 S. 422.

23—33 ½ Fuß nicht gleichmäßig zusammengesetzt waren, daß KABELL und MEYN eben verschiedene Proben von deutlich unterscheidbaren Schichten vorlagen, und daß sowohl KABELL wie MEYN jeder die Beschreibung seiner unvollständigen Proben auf die 12 ½ bezw. 10 ½ Fuß verallgemeinerten! Diese seifig-schmierigen, z. T. olivfarbigen, kalkfreien Tone haben in ihrer ganzen Beschaffenheit sehr große Ähnlichkeit mit dem Tarras genannten, alttertiären Ton auf Fehmarn [1]), für den ebenfalls ein untereocänes Alter höchst wahrscheinlich gemacht ist.

Eine Brunnenbohrung, die vor einiger Zeit südlich Grabau am Bahnwärterhaus angesetzt wurde, ergab unter oberflächlichem Mutterboden, Sand und Lehm von etwa 2—35 m weiß-grauen, sehr festen Ton, ohne daß Wasser gefunden wurde; Proben sind nicht aufgehoben, nach der Beschreibung muß der Ton ganz dem „kittartigen" Ton von Melusinenthal geglichen haben.

Bei der Bohrung des Bahnhofsbrunnens in Schwarzenbek wurde unter 40 m Oberem Geschiebemergel, Unteren Sanden und etwa 8 m Unterem Geschiebemergel

in 80,7--83,6 m Tiefe brauner fester Ton mit Glimmer
von 83,6—93,15 „ weißer Sand mit aufsteigendem Wasser
von 93,15—93,4 „ fester brauner Ton mit Glimmer

gefunden.

Da der in der Gegend häufiger vorkommende und z. T. recht mächtige, miocäne Glimmerton immer schwarzbraun bis pechschwarz und pechartig zähe und den Brunnenmachern wohlbekannt ist, so kann unter dem „festen braunen Ton" in 80 und 93 m Tiefe nicht Glimmerton verstanden sein; auf eine Anfrage bei dem Brunnenmacher Herrn BÖTTCHER wurde mir noch besonders bestätigt, daß der Ton braun, glimmerhaltig und ohne jede Spur von Muscheln gewesen wäre. Dieser Ton gehört also aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls zu den älteren tertiären Bildungen.

Hervorgehoben mag nochmals werden, daß sowohl in dem einzigen Aufschluß bei Schwarzenbek als auch bei der Kartierung der nicht weiter aufgeschlossenen Tertiärvorkommen sich immer und überall so außerordentliche gestörte Lagerungsverhältnisse und ein so häufiger gesetzloser Wechsel der einzelnen Tonvarietäten ergab, daß eine kartographische Trennung der verschiedenen Tone und eine Entwirrung der Lagerungsverhältnisse nicht möglich war; ich habe durchaus den Eindruck gewonnen, daß alle diese Tone eine zusammengehörige Einheit bilden.

[1]) Vergl. C. GAGEL: Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1905. S. 259 ff.

An mehreren Stellen werden diese zweifellos tertiären Tone unzweifelhaft von Diluvium unterteuft — das ganze Vorkommen ist also eine wurzellose Scholle oder ein Komplex losgerissener und zusammengeschobener Schollen. Auffallend ist dabei, daß neben all den andern zahlreichen und verschiedenartigen Tertiärtonen grade der in der Umgegend (NO und O von Schwarzenbek) mehrfach in großer Mächtigkeit vorhandene, durch seine Fossilführung gekennzeichnete miocäne Glimmerton grade hier nicht vertreten ist, was ebenfalls dagegen spricht, daß ein Teil der Tone mit den „miocänen“ Foraminiferen wirklich miocän ist.

Zur Diskussion sprachen die Herren PHILIPPI und GAGEL.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. PHILIPPI. JOH. BÖHM.

Briefliche Mitteilungen.

35. Zur Kritik westpreussischer Interglacialvorkommen.

Von Herrn Alfred Jentzsch.

Berlin, den 6. Dezember 1905.

In No. 8 dieser „Monatsberichte der Deutsch. geol. Ges. 1905 S. *275*“ beschreibt Herr W. Wolff als neu ein diluviales Kalkvorkommen aus der Gnewauer Forst im Kreise Neustadt an einem von Pelzau südwärts führenden Wege mit dem Hinzufügen: „Es besteht danach eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß es sich um eine interglaciale Ablagerung handelt, wie solche bislang aus diesem Landstriche nicht bekannt geworden.“ Angesichts der verneinenden Kritik, welcher Herr Wolff meine seit 25 Jahren über das Interglacial West- und Ostpreußens mühsam angesammelten Beobachtungen wiederholt, auch in dieser Zeitschrift unterzogen hatte, wirkt diese plötzliche Anerkennung des Interglacials überraschend. Doch sei hierzu folgendes bemerkt.

1) Genannter „Landstrich“ gehört zur preußischen Provinz Westpreußen; der Fundpunkt liegt nur 20 km NW von Adlershorst, wo ein seit Jahren von mir als älteres Interglacial angesprochenes Vorkommen von Yoldiaton mit *Valvata* und *Dreissensia* führenden Süßwasserschichten zusammenliegt und nur 35 km NW von Danzig, bis wohin ich vor noch längerer Zeit bereits die interglaciale Meeresfauna der Weichselgegend nordwärts verfolgt habe, deren interglaciales Alter Herr Wolff bisher bestritten hatte.

2) Der Fundpunkt liegt nur etwa 20 km südlich (S zu SSW) von Cettnau im Putziger Kreise, wo Zeise[1]) einen unmittelbar am Wege zwischen Chlapau und Cettnau, anstehenden unterdiluvialen Süßwasserdiatomeen-Tonmergel erwähnt, der in einer Mächtigkeit bis 2,0 m aufgeschlossen, von 1,5 m mächtigem Geschiebelehm überlagert wird.[2])

---

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1896 S. XCII.

[2]) Die Analyse des Mergels von Cettnau ist durch Prof. Dr. Schmoeger in Danzig 1904 ausgeführt und in Thiels Landwirtschaftlichen Jahrbüchern **34**. S. 182 veröffentlicht. Dieselbe ergab 68,2% $CaCO_3$, und zwar im Einzelnen:

CaO —	38,67
MgO —	0,61
CO_2 —	30,01
P_2O_5 —	0,08
Fe_2O_3, Mn_2O_3 —	1,64
SiO_2 (löslich)	0,14
Unlösliche Mineralsubstanz	25,54
Organische Substanz	3,66
Sa.	100,35.

Der angeblich neue Fundpunkt liegt mithin mitten zwischen längst bekannten Aufschlüssen diluvialer Süßwasserschichten.

3) Das angeblich neue Vorkommen ist bereits vor 9 Jahren durch ZEISE[1]) beschrieben mit den Worten: „ferner ein mehrere Meter mächtiger unterdiluvialer Süßwasserkalk auf dem Gute Pelzau bei Neustadt, der sich ebenfalls reich an Diatomeen, sowie auch Spongiennädelchen erwies.“

Diese Worte ZEISES sind durchaus zutreffend, bis auf die kleine, für geologische Untersuchungen nebensächliche Berichtigung, daß der Kalk nicht auf, sondern bei dem Gute Pelzau, und zwar bereits im Gebiete der K. Gnewauer Forst liegt. Er wird durch eine Mergelgenossenschaft abgebaut und seit Jahren von Bahnhof Rheda mit der Eisenbahn verfrachtet.

4) Daß jener Kalk älter als der jüngste Geschiebemergel Westpreußens, mithin im gewöhnlichen Sinne „unterdiluvial“ ist, wird auch durch meine Beobachtungen bestätigt. Ich fand als Deckgebirge mächtigen Geschiebesand; auch beobachtete ich unter letzterem, über dem 4—5 m mächtigen Kalke kalkfreien sandigen Ton und unter dem Kalke wiederum gelben kalkfreien Ton. Es liegt demnach eine mindestens 7 m mächtige extraglaziale Bildung unter diluvialer Bedeckung. Die horizontale Erstreckung ermittelte ich nach nordsüdlicher Richtung auf 250 bis 300 m. So weit liegen die beiden Gruben, welche ich besuchte, von einander entfernt.

5) Wenn somit alle drei Beobachter über das „unterdiluviale“ Alter einig sind, so haben weder ZEISE noch ich am Fundpunkte selbst einen Beweis für interglaciales Alter gefunden. Obwohl letzteres mir nach meiner Gesamtauffassung der Geologie Westpreußens persönlich das Wahrscheinlichste dünkt, würde ich doch nicht wagen, auf Grund des beobachteten Profils ein solches Alter zu behaupten.

6) Herrn WOLFFS Beweisgründe sind im folgenden Satze enthalten: „Das Liegende ist nicht sichtbar, besteht aber, **soviel ich erfahren konnte,** aus nordischem Sand oder Kies.“

7) Dies also ist, nachdem in den letzten Jahren in andern Gebieten, namentlich in Holstein, starke Stützen unserer Lehre vom Interglacial gefunden worden sind, nunmehr das Zeugnis, auf welches Herr WOLFF, ohne früherer einschlägiger Forschungen zu gedenken, den angeblich ersten Interglacialfund des nördlichen Westpreußens stützen möchte! Demgegenüber beschränke ich mich auf die Bitte an die Fachgenossen, Herrn WOLFFS

---

[1]) a. a. O. S. XCII.

Kritik meiner Diluvialarbeiten nochmals lesen und dabei überzeugt sein zu wollen, daß meine Angaben auf persönlichen Beobachtungen beruhn, nicht, wie Herrn WOLFFS Gründe, auf Erkundigungen! Eine so schwierige Frage, wie die des Norddeutschen Interglacials, kann nur durch kritische Beobachtungen und kritisches Denken gefördert werden.

---

36. Die natürliche Entstehung der Eolithe im norddeutschen Diluvium.

Von Herrn FRITZ WIEGERS.

Hierzu 1 Textfig.

Berlin, den 16. Dezember 1905.

Im vergangenen Sommer (1905) erschienen zwei Publikationen von MARC. BOULE[1]) und H. OBERMAIER[2]), in denen die Verfasser versuchen, ihrer Auffassung von der natürlichen Entstehung von Eolithen ähnlichen Formen durch die Schilderung eines Beispiels aus der Kreidemühle von Mantes festeren Rückhalt zu geben. Diese Schriften, die ein berechtigtes Aufsehen erregt haben, sind von einem großen Teil der Prähistoriker, speziell den Eolithenfreunden, als z. T. tendenziös, z. T. mangelhaft in der Beweisführung ziemlich einmütig zurückgewiesen worden. Auch Herr Dr. HANS HAHNE schloß sich dieser Meinung in seinem Referate an, das er in der Dezembersitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft über die BOULE-OBERMAIER schen Arbeiten erstattete.

Er stützte seinen Vortrag hauptsächlich auf die Feuersteine aus den Kreidemühlen von Rügen und wies zwischen diesen und den wirklichen Eolithen viel treffliche Unterschiede nach, da für ihn die Artefaktnatur der Eolithe außer allem Zweifel steht.

Nachdem Herr HAHNE seinen Standpunkt zu den Manter Pseudo-Eolithen dargelegt. wandte er sich an die anwesenden Geologen mit der Aufforderung zu tatkräftiger Mitarbeit an der Lösung der Eolithenfrage, da den Geologen durch ihren Beruf die beste Gelegenheit zur Förderung dieses Grenzgebietes zwischen Geologie und Archäologie gegeben sei.

Da nun in Deutschland, im Gegensatz zu anderen Ländern (Frankreich, Belgien. England) bisher die Eolithenfrage fast ausschließlich von Prähistorikern behandelt worden, so ist mir

---

[1]) L'Origine des Eolithes. L'Anthropologie. Paris 1905. 16. S. 257—267.

[2]) Zur Eolithenfrage Archiv f. Anthrop. N. F. 4. Heft 1.

Hahnes Aufforderung ein willkommener Anlaß, den jetzigen Stand der deutschen Eolithenwissenschaft einer kritischen Betrachtung zu unterziehen, insbesondere in Hinsicht auf die in Frage kommenden geologischen Verhältnisse. Es soll ferner gezeigt werden, wie weit die Urgeschichte ohne Geologie gekommen ist; zum anderen gilt es den Versuch, den wahren Charakter der norddeutschen „Eolithe" zu ergründen.

I. Die Entwicklung der Eolithenkunde in Norddeutschland.

Den Ruhm, den ersten Eolithen in Deutschland gefunden zu haben, nimmt Herr Geh. Regierungsrat E. Friedel[1]) für sich in Anspruch, er hat damals jedoch an diesen, im Jahre 1865 auf Rügen gemachten Fund, soweit mir bekannt, keinerlei wissenschaftliche Folgerungen geknüpft. Sodann muß der Lehrer August Rabe[2]) in Biere genannt werden, der im Jahre 1874 Feuersteine als Artefakte erkannte, die zwar in ihrer Gesamtheit keine ausgeprägte paläolithische Technik verrieten, die er aber doch auf Grund eines sorgfältigen Studiums von J. Lubbocks Buch über „die vorgeschichtliche Zeit" für bearbeitet hielt. Diese Funde aus dem Diluvialkies des Dahlsberges und Hängelberges bei Biere wurden in Berlin abfällig beurteilt, und so gingen die Stücke an Herrn Rabe zurück, der sie in der Folgezeit teils dem Museum in Quedlinburg, teils dem in Magdeburg übergab, wo sie Klaatsch im Jahre 1903 sah und als „Eolithe" erkannte. In den dazwischen liegenden 20 Jahren hatte sich nämlich eine Wandlung in der Erkenntnis der ältesten Feuersteinartefakte vollzogen; Gabriel de Mortillet[3]) hatte 1883 von dem „Paläolithikum" die ältere Periode des „Eolithikums" abgetrennt, eine Tat von weittragender Bedeutung, die zunächst allerdings bei den Fachgenossen keine Zustimmung fand; diese stellte sich erst ein, als 1902 A. Rutot[4]) auch für Belgien eine eolithische Periode proklamierte unter erstmaliger uneingeschränkter Anwendung des Wortes „Eolith". Der Erfolg dieser Arbeit war derartig, daß man vielfach Mortillets Namen und Verdienst an den Eolithen völlig vergaß. So nennen Blanckenhorn, Friedel und Klaatsch zu Unrecht Prestwich den Vater der Eolithe.

Ferner sind die interessanten steinzeitlichen Forschungen Schweinfurths in Ober-Ägypten von großem Einfluß auf die Entwicklung dieses ältesten Teiles der Urgeschichte gewesen.

---

[1]) Neolithe, Paläolithe, Eolithe. Beschreibung und Erläuterung der am 20. Januar 1904 in der Brandenburgia ausgestellten Fundstücke des Märkischen Provinzial-Museums. Archiv der Brandenburgia. Berlin 1904. **10.** S. 55.

[2]) Zeitschr. f. Ethn. 1904. S. 303 u. 750.

[3]) Le Préhistorique. Antiquité de l'homme. Paris 1883.

[4]) Défense des Eolithes. Bruxelles 1902.

Im Jahre 1903 warb H. Klaatsch in der Januarsitzung der Berliner Gesellschaft für Anthropologie durch einen Vortrag über die französischen und belgischen Forschungen und Forschungsgebiete auch in Deutschland für die neuen, im Westen gewonnenen Anschauungen; der Erfolg blieb nicht aus, wenngleich er nicht in jedem Fall glücklich zu nennen ist. Denn einmal hat dieser neue Teil der Wissenschaft sich bei uns nicht frei, sondern in größter Abhängigkeit, in erster Linie von Rutot entwickelt, und zweitens wurde die Wissenschaft wohl nicht immer ganz voraussetzungslos betrieben.

In Belgien war von Rutot ein geradezu klassisches Beispiel der Entwickelung der prähistorischen Industrien im engsten Zusammenhang mit der geologischen Entwicklung des Landes aufgestellt worden, ein Beispiel, das durch die blendende Klarheit und Sicherheit des Schemas verhängsvoll für die norddeutsche Eolithenforschung geworden ist. Was nützte einzelnen das Bemühen, sich mit der belgischen Diluvialgeologie vertraut zu machen, wo den meisten, wenn nicht allen unsere heimischen Verhältnisse fremd waren und blieben; so wurde denn bald das Hauptgewicht auf die Technik, auf die Industrien, das Nebengewicht auf die Geologie gelegt. In Belgien ist die Prähistorik erst auf geologischer Grundlage groß geworden; bei uns glaubte man, in „der Praxis" der Geologie entraten zu können. Da sich in Belgien die Eolithe in „Kieslagern" fanden, suchte man bei uns nicht etwa in Schichten bestimmten Alters, sondern in Kiesschichten unbestimmten Alters nach Eolithen, durch deren Klassifizierung nach rein technischen Gesichtspunkten dann natürlich ein Wirrwarr bezüglich des Alters der vermeintlichen Artefakte und ihrer Fundschichten entstand. Es ist einzusehen, daß durch diese Bevorzugung der technischen Seite und die Vernachlässigung der geologischen Seite die ganze deutsche Eolithenwissenschaft zu einem ausgesprochenen Mißerfolge kommen mußte. Denn wenn die Archäologie ihre Objekte in geologischen Schichten suchen will, so kommt erst die Geologie, die die Schichten dem Alter nach bestimmt, dann kann die Archäologie ihr Werk beginnen.

In mancher „Eolithen-Arbeit" ist die Geologie arg traktiert worden; am schlimmsten in der Zeitschrift für Ethnologie 1905, S. 275—284, in dem Aufsatz von P. Favreau[1]) über Hundisburg, der in seinem geologischen Teile sowie in den Altersfolgerungen

[1]) Neue Funde aus dem Diluvium in der Umgegend von Neuhaldensleben, insbesondere der Kiesgrube am Schloßpark von Hundisburg.

der Artefakte eine über das Maß des Zulässigen hinausgehende Verständnislosigkeit geologischer Verhältnisse zeigt[1]).

Einen eigenartigen Fehler zeigt im gleichen Jahrgange S. 209 der Bericht des Herrn ZECHLIN[2]) in Salzwedel, der außer den Eolithen auch eine Reihe von Geschieben in der Grube gesammelt hat, um „nach Kenntnis der Heimat, in der die Gesteine anstehend getroffen werden, vielleicht auf die Herkunft dieser Silexstücke schließen zu können." Das ist zwar für den Laien in der Geologie durchaus logisch gedacht, aber es steht mit den tatsächlichen Verhältnissen nicht im Einklang, da die Heimat der meisten Geschiebe eine weit nördlichere ist, als die der Feuersteine und diese ferner im unbearbeiteten Zustand durch das Eis und die Schmelzwässer bis zu einem unbestimmbaren Punkte südlich verfrachtet worden sind, ehe sie eventuell von Menschenhand benutzt wurden, um dann abermals vom Eise oder dessen Schmelzwässern transportiert zu werden. Schließlich erwähne ich noch Herrn HAHNE selbst, der fortwährend nach Unterstützung durch die Geologie ruft, und der doch, wie sein letzter Aufsatz (Über die Beziehungen der Kreidemühlen zur Eolithenfrage[3]) wieder zeigt, sich nicht die Mühe giebt, die Resultate der geologischen Forschung für seine Arbeiten genügend zu berücksichtigen.

Seit 1903 sind nun im norddeutschen Diluvium eine Menge von „Eolithen" resp. bearbeiteten oder benutzten Gegenständen aufgefunden worden; bei Biere (RABE und HAHNE[4]); Freyenstein

---

[1]) vergl. F. WIEGERS: Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1905 S. 58—80. — Die paläolithischen Funde aus dem Interglazial von Hundisburg. Zeitschr. f. Ethn. 1905 S. 915—920.

Im Correspondenzbl. d. Deutsch Anthrop. Ges. 1905. Nr. 8 S. 64 sagt FAVREAU: „Die Altersbestimmung der Schotterschicht von Hundisburg macht erhebliche Schwierigkeiten und die Geologen, welche sich damit beschäftigt haben, WAHNSCHAFFE, WIEGERS, STOLLEY, sind sich noch nicht völlig darüber einig." Nun hat die Altersbestimmung der interglazialen Schotterschicht tatsächlich keine Schwierigkeiten gemacht und WAHNSCHAFFE und Verfasser sind sich darüber völlig einig; beide haben FAVREAU an Ort und Stelle ihre Ansicht am Profil erklärt. Wenn FAVREAU danach das Unrichtige der von STOLLEY gelegentlich einer Exkursion mit Studenten geäußerten Meinung zu erkennen nicht im Stande ist, ist ihm nur zu raten, künftig über geologische Verhältnisse zu schweigen. Leider machen seine Darstellungen aber den Eindruck, daß die angebliche Schwierigkeit in der Erklärung der geologischen Verhältnisse Hundisburgs nur bezwecken soll, die allgemeine Aufmerksamkeit in höherem Maße auf seine Funde zu lenken.

[2]) Eolithe aus der Altmark. Zeitschr. f. Ethn. 1905. S. 209.

[3]) Ebenda 1905. S. 945.

[4]) Ebenda 1903. S. 494—496; 1904. S. 303 ff.

(JAEKEL[1]); Rixdorf, Britz, Rüdersdorf (KLAATSCH[2]); Dessau (SEELMANN[3]); Eberswalde (P. G. KRAUSE[4]); Neuhaldensleben (BRACHT und FAVREAU[5]); Salzwedel (ZECHLIN[6]); Lübeck (P. FRIEDRICH[7]). Es sollen in dieser Abhandlung ferner in Betracht gezogen werden die älteren Funde prähistorischer Gegenstände von Lindental (LIEBE[8]); Thiede und Westeregeln (NEHRING[9]); Buchenloch (BRACHT[10]); Taubach (GÖTZE[11], LISSAUER[12]) u. a.); Rübeland (BLASIUS[13]); Eberswalde (P. G. KRAUSE[14]); Halensee (DAMES[15]); Posen (MAAS[16]); Endingen in Vorpommern (DEECKE[17]).

Aus dem eifrigen Bemühen, die Artefakte nach ihrer technischen Vollendung zu klassifizieren, sind unter anderem folgende Resultate hervorgegangen: Nach FAVREAU[18]) sind im Interglazial von Hundisburg Formen vom Reutelien bis zum Solutréen vorhanden. Die Funde von Taubach sind nach RUTOT[19]) Reutelo-Mesvinien oder Mafflien; die von Biere Mischung von Reutelo-Mesvinien und Mesvinien pure[20]); nach einer neueren Mitteilung HAHNES[21]) aber vergleicht RUTOT sie mit den Strépyen. Es sollen ferner nach diesem Autor in Deutschland die Industriestufen des Chelléen, Acheuléen und Moustérien fehlen, da besonders die Chellesfäustel bisher weder in Deutschland noch in

---

[1]) Zeitschr. f. Ethn. 1903. S. 830—838.
[2]) Ebenda. 1904. S. 301 ff.
[3]) Ungedruckte Mitteilung.
[4]) Monatsber. dieser Zeitschr. 1904. S. 40—47.
[5]) Zeitschr. f. Ethn. 1905. S. 275—284.
[6]) Ebenda. 1905. S. 209.
[7]) Mitt. d. geogr. Ges. u. d. Naturh. Mus. i. Lübeck. 1905.
[8]) Archiv f. Anthrop. **9**. 1877.
[9]) Ebenda. **10**. 1878. Zeitschr. f. Ethn. 1889. S. 357 bis 363.
[10]) Die Ausgrabung des Buchenlochs bei Gerolstein in der Eifel und die quaternären Bewohnungsspuren in demselben. Trier 1883.
[11]) Bericht über die paläolithische Fundstelle von Taubach bei Weimar. Zeitschr. f. Ethn. 1892. S. 367—377.
[12]) Beiträge zur Kenntnis des paläolithischen Menschen in Deutschland und Südfrankreich. Ebenda. 1902. S. 279—293.
[13]) Beiträge zur Anthropologie Braunschweigs. 1898.
[14]) Über Spuren menschlicher Tätigkeit aus interglazialen Ablagerungen in der Gegend von Eberswalde. Archiv f. Anthrop. **22**. S. 49—55.
[15]) Über eine von Menschenhand bearbeitete Pferdescapula aus dem Interglazial von Berlin. N. Jahrb. f. Min. 1896. I. S. 224—227.
[16]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1897. S. 32—36.
[17]) Globus. **78**. 1900. S. 13—15.
[18]) Correspondenzbl. d. Deutsch Anthrop. Ges. 1905.
[19]) Le Préhistorique dans l'Europe centrale. Namur 1904. S. 96.
[20]) Zeitschr. f. Ethn. 1904. S. 304.
[21]) Ebenda. 1905. S. 1035.

Österreich gefunden worden seien. HÖRNES[1]) rechnet im Gegensatz zu RUTOT Taubach zum Chelléo-Moustérien, während BLANCKENHORN[2]) mit RUTOT das Fehlen des Menschen in Deutschland wenigsten für den Beginn der Chelléo-Moustérienepoche anzunehmen geneigt ist. Die „Eolithe“ von Freyenstein stammen nach ihm möglicherweise aus der ersten quartären Interglazialzeit der norddeutschen Geologen, während „die meisten der sog. Eolithe Norddeutschlands, so besonders die der Magdeburger Gegend, einer jüngeren Periode zufallen als der eolithischen Periode Frankreichs und Belgiens, nämlich dem älteren und mittleren Paläolithikum, speziell dem Moustérien und dem Moustéro-Solutréen HÖRNES oder Montaiglien RUTOTS“.

Aus diesen verschiedenen Meinungen darf ich wohl mit Recht folgern, daß das Bild von der Existenz des diluvialen Menschen in Norddeutschland keineswegs in befriedigender Klarheit dasteht, um so weniger, als bis jetzt für Deutschland weder Chelléen noch Moustérien oder Solutréen geologisch abgegrenzt sind.

2. Die urgeschichtlichen Funde und die Geologie ihrer Lagerstätten.

Für Belgien hat RUTOT[3]) im Anschluß besonders an die Verhältnisse in Süd-Ost-England die bekannte auf der GEIKIEschen Annahme von 5 Eiszeiten beruhende Einteilung gegeben, die ich schon früher in dieser Zeitschrift zitiert habe[4]), so daß ich hier nicht weiter darauf einzugehen brauche. Bereits BLANCKENHORN[5]) hat auf die Mängel dieses Schemas bei einer Parallelisierung mit dem norddeutschen Diluvium hingewiesen und seinerseits versucht[6]), es mit den norddeutschen drei Eiszeiten in Einklang zu bringen, ohne daß dieser Versuch Klarheit geschaffen hätte. Die Lösung erscheint mir vor allem aus dem Grunde nicht befriedigend, weil diese drei Eiszeiten für Norddeutschland bis jetzt keineswegs bewiesen sind.

Einfacher würde die Parallelisierung werden, wenn man, dem Beispiele mancher Geologen folgend, vier Eiszeiten für Norddeutschland annehmen wollte, im Einklang mit den von PENCK und BRÜCKNER für die Alpen festgestellten vier Eiszeiten. Zu solcher Annahme hat sich neuerdings mein Freund Dr. EW.

---

[1]) Der diluviale Mensch in Europa. Braunschweig, 1905. S. 23.

[2]) Zeitschr. f. Ethn. 1905. S. 293.

[3]) Esquisse d'une comparaison des couches pliocénes et quaternaires de la Belgique avec celles du Sud-Est de l'Angleterre. Bull. Soc. Belge de Géol. Bruxelles 1903. S. 57—101.

[4]) Monatsber. N. 2. 1905. S. 85.

[5]) a. a. O. S. 285.

[6]) a. a. O. S. 292.

Wüst[1]) bekannt, und auch M. Hörnes legt sie in seinem Buche über den diluvialen Menschen in Europa zugrunde. Ich halte eine derartige Verallgemeinerung von Gliederungen, die nur für einzelne fest umgrenzte Gebiete gelten, und ihre Übertragung auf andere Länder, ohne genügende Berücksichtigung der in ihnen durch die Spezialaufnahme erlangten Resultate, weder förderlich für die Klarheit noch für den Fortschritt der Wissenschaft. Auf Norddeutschland paßt die Penck-Brücknersche Diluvialgliederung so wenig, wie die Geikiesche. Das Hineinpressen in ein falsches System aber muß unausbleiblich zu Verwirrungen führen. Hörnes stellt z. B. in seinem oben erwähnten Buche auf Grund „archäologischer und geologisch-paläontologischer Forschung" folgende Einteilung auf, die für Europa gelten soll:

I. Erste Eiszeit (nach Geikie pliocän).
 1. Erste Zwischeneiszeit; Stufe von Tilloux-Taubach oder Chelléo-Moustérien.
II. Zweite Eiszeit: Hiatus (wenigstens östlich von Frankreich).
 2. Zweite Zwischeneiszeit: Mammuthzeit oder Solutréen. Stufe der Lößfunde in Österreich.
III. Dritte Eiszeit; Verschwemmung der älteren pleistocänen Fauna.
 3. Dritte Zwischeneiszeit: a. Rentierzeit oder Magdalénien in ganz Mitteleuropa. b. Edelhirschzeit oder Asylien in Westeuropa.
IV. Vierte Eiszeit: Arisien in Südfrankreich. Gleichzeitig Hiatus im übrigen Europa.
 4. Nacheiszeit. Jüngere Steinzeit.

Ein Fehler dieser Gliederung ist der, daß jede Eiszeit einen Hiatus bedeutet; das entspricht aber keineswegs den tatsächlichen Verhältnissen; denn ich werde nachher zeigen, daß wenigstens in Norddeutschland auch während der Eiszeit die Entwicklung ihren ruhigen Fortgang genommen hat.

In die erste Zwischeneiszeit verlegt Hörnes die Fundstätte Taubach und den Menschen aus dem Neandertal. Am Schluß des Buches (S. 212) wird Taubach dagegen bei einer schematischen Darstellung der Penck'schen vier Eiszeiten in die zweite Interglazialzeit versetzt. Welche von beiden Bestimmungen gilt? In Deutschland stellt man Taubach nicht in das untere Diluvium, sondern in das obere, nämlich in die letzte Interglazialzeit. Was

[1]) Ein interglazialer Kies mit Resten von Brackwasserorganismen bei Benckendorf im mansfeldischen Hügellande. Centralbl. f. Min. 1902. S. 107—112.

den Neandertaler betrifft, so hat H. RAUFF[1]) inzwischen die unklaren, phantastischen Ansichten C. KOENENS zurückgewiesen und dargetan, daß eine nähere Zeitbestimmung, in welchem Abschnitte des Diluviums der Neandertaler gelebt habe, auf Grund der geologischen Lagerungsverhältnisse leider nicht möglich ist. — Zur zweiten Zwischeneiszeit soll der Löß von Thiede und Westeregeln in Braunschweig gehören; in dem Löß soll „die Vertretung des Paléolitique moyen auf mitteleuropäischem Boden im engeren Sinne zu suchen“ sein. Der Löß der genannten beiden Orte ist größtenteils postglazial; das was HÖRNES tatsächlich meint, ist kein Löß, sondern eine lehmig-sandige Ablagerung, und diese ist nicht interglazial, sondern, wie NEHRING[2]) selbst angibt, glazial und zwar gehört sie der letzten Eiszeit an. Ist es also an und für sich richtig, wenn HÖRNES sagt, Taubach ist älter als Thiede, dieses älter als Keßlerloch, Schweizerbild und Schußenried, so sind doch diese prähistorischen Fundstätten in unrichtiger Weise in seinem Schema untergebracht, indem er die nach der deutschen Gliederung jungen Schichten mit den ältesten seiner Einteilung parallelisiert.

Auch REINHARDT[3]) legt in seinem kürzlich erschienenen Buche: „Der Mensch zur Eiszeit in Europa“ die PENCK-BRÜCKNERsche Gliederung des alpinen Diluviums als für das ganze Europa geltend zugrunde. Auch dieser Autor beschreibt menschliche Werkzeuge nur aus den Zwischeneiszeiten, wobei er in bezug auf die deutschen Fundorte folgende Anordnung trifft. Er stellt in die erste Zwischeneiszeit die „Eolithe“ von Biere, Eberswalde, Freyenstein und Hundisburg-Neuhaldensleben, in die zweite Zwischeneiszeit Taubach, die Rübeländer Höhlen und den Neandertaler. Es wird weiterhin gezeigt werden, daß das tatsächliche Altersverhältnis gerade umgekehrt ist; der Irrtum REINHARDTS entstand dadurch, daß er das geologische Alter der Schichten nach der Technik der vermeintlichen Artefakte bewertet hat.

---

[1]) Zur Altersbestimmung des Neandertaler Menschen. Sitz.-Ber. d. Niederrh. Ges. f. Natur.- u. Heilkunde zu Bonn 1903. — Über die Altersbestimmung des Neandertaler Menschen und die geologischen Grundlagen dafür. Verh. d. naturhist. Ver. d. Pr. Rheinl. Bonn 1903. — Über die Neandertalfrage. Sitz.-Ber. der Niederrh. Ges. f. Natur.- und Heilkunde zu Bonn 1904.

[2]) Die quaternären Faunen von Thiede und Westeregeln nebst Spuren des vorgeschichtlichen Menschen. Archiv f. Anthrop. **10**. 1878 S. 362. — Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin 1890. S. 153.

[3]) München 1906. — Obige Bemerkung über dieses Werk ist während des Druckes eingeschoben worden.

Was nun unser engeres Gebiet betrifft, so neigt heute ein großer Teil der Geologen auf Grund der Ergebnisse der Spezialaufnahmen dahin, für Norddeutschland nur zwei Eiszeiten und eine Zwischeneiszeit anzunehmen. Es ist hier im Rahmen der kurzen Skizze nicht angebracht, die Gründe dafür ausführlicher darzulegen, und es soll nur gesagt werden, warum die Annahme einer dreimaligen Vereisung, die sich bis jetzt auf die Tiefbohrungen in Rüdersdorf[1]) und Hamburg[2]) und auf die Lagerungsverhältnisse in Sylt[3]) stützt, auf Grund der neueren stratigraphischen Auffassung nicht mehr geteilt wird.

Auf den geologischen Kartenblättern aus der Umgegend Berlins, die in den Jahren 1878—1885 aufgenommen worden sind, finden sich große Flächen, die man als „Oberen Sand über Unterem" deutete in der Erwägung, daß der diskordant auf den geschichteten Sanden lagernde Geschiebedecksand eine jüngere Entstehung haben, d. h. einer jüngeren (also der letzten) Eiszeit angehören müsse, als der darunter liegende Sand. Seit einigen Jahren ist man aber zu der Erkenntnis gekommen, daß der Geschiebedecksand lediglich ein letztes Abschmelzprodukt desselben Eises ist, dem auch die geschichteten Sande entstammen. Die Bohrung III bei Rüdersdorf wurde nach der Karte auf solchem „Oberen über Unterem Sande", nur wenige Meter vom Oberen Geschiebemergel entfernt, angesetzt.

Das Bohrprofil: „0—5 m Sand; 5—35 m „Unterer" Geschiebemergel; 35—136 m Unterer Sand und Tonmergel mit der Paludinenbank; 136—178,5 m „Unterster" Geschiebemergel", verändert sich, sobald man, der neueren Auffassung Rechnung tragend, den unter dem Geschiebedecksand liegenden Sand nicht mehr als Unteren, sondern als Oberen Sand ansieht, dahin, daß der „Untere" Geschiebemergel zum „Oberen" Geschiebemergel wird, und der „Unterste" zum einfachen „Unteren"; sofort reduzieren sich die bisher angenommenen hypothetischen drei auf die bisher allein wirklich beobachteten zwei Eiszeiten mit einem Interglazial. Interessant ist bei dieser Verschiebung die neue Stellung der Paludinenbank, die bisher

---

[1]) K. v. Fritsch, Ein alter Wasserlauf der Unstrut von der Freyburger nach der Merseburger Gegend. Zeitschr. f. d. gesammten Naturw. **71**. S. 30 u. 31. Anm.

[2]) C. Gottsche, Der Untergrund Hamburgs. Hamburg 1901. — Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mitteil. d. Geogr. Ges. in Hamburg. **13**. 1897.

[3]) Joh. Petersen, Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. Diese Zeitschr. Monatsber. No. 8 1905 S. 276—290.
E. Stolley, Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt. I—III. Archiv f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. 1900—1901.

allgemein als Interglazial I galt, in Rüdersdorf aber in die obere Zwischeneiszeit einrückt, wohin nach WOLFF[1]) auch die Paludinenbank von Carolinenhöhe zu stellen ist. Ferner hat G. MAAS[2]) für die Paludinenschicht in Westpreußen das gleiche Alter ausgesprochen. Dagegen haben SCHMIERER und SOENDEROP[3]) bei Mittenwalde auch im Unteren Geschiebemergel Reste von *Paludina diluviana* gefunden, die auf eine ältere Paludinenbank deuten. Es gliedert sich danach die bisher einem einzigen Horizonte zugewiesene Paludinenbank in eine ältere präglaziale und eine jüngere interglaziale, deren Verbreitungsgebiet zwischen Spree und Weichsel bekannt ist.

Von den Hamburger Tiefbohrungen sagt GOTTSCHE selbst, daß die sämtlichen Schichten seines Normalprofils (3 Geschiebemergel und 2 Interglaziale) allerdings an keiner Stelle in vollständiger Reihenfolge übereinander erbohrt seien, und es bleibt somit die Möglichkeit bestehen, daß seine II. und III. Grundmoräne zusammenfallen; denn der von GOTTSCHE hauptsächlich geltend gemachte Grund, daß ein so mächtiger Geschiebemergel (bis 33 m) nur der „Untere“ sein könne, ist hinfällig geworden, seitdem die gleiche Mächtigkeit für den Oberen Geschiebemergel zweifellos nachgewiesen ist.[4]) Gegen eine dreimalige Vereisung jener Gegend sprechen zugleich die Beobachtungen bei der geologischen Spezialaufnahme, die zwischen Ratzeburg und Ülzen bisher nur Beweise für zwei Geschiebemergel und ein Interglazial ergeben hat. Ferner haben auch Tiefbohrungen bei Schulau[5]), westlich von Hamburg, gezeigt, daß über dem Miocän nur zwei Geschiebemergel und ein Interglazial zur Ablagerung gekommen sind.

Was schließlich Sylt betrifft, so haben die Deutungen STOLLEYS durch F. E. GEINITZ[6]) ja kürzlich eine harte Kritik über sich ergehen lassen müssen, die jedenfalls dem Gedanken dreier Eiszeiten nicht förderlich sein wird; daran wird auch die Arbeit von PETERSEN nichts ändern. Wenn letzterer sagt „nach den bisherigen Erfahrungen ist die dritte Vereisung nicht soweit

---

[1]) Diese Zeitschr. 1902, Monatsber. S. 5.

[2]) Ebenda S. 4.

[3]) Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1902 S. 544—548.

[4]) C. GAGEL, Einige Bemerkungen über die Obere Grundmoräne in Lauenburg. Ebenda f. 1903. Berlin 1904 S. 458—482.

[5]) H. SCHROEDER und J. STOLLER, Marine und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Uetersen-Schulau. Ebenda 1905. S. 94—102.

[6]) Das Quartär von Sylt. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. **21**. 1905 S. 196—212.

westlich vorgedrungen, wie das Rote Kliff liegt“, so bedeutet dies nur, daß die bisherigen Erfahrungen nicht ausreichend sind, wenn anders man sonst über die Verbreitung des Diluviums in Norddeutschland unterrichtet ist. Nach allem, was wir bis jetzt von der Verbreitung des Oberen Geschiebemergels wissen, liegt kein triftiger Grund vor, der uns hindern könnte, die obere Moräne auf Sylt nicht als Oberen Geschiebemergel aufzufassen. Auch die Tatsache, daß die oberen Sandschichten auf Sylt bis zu ziemlicher Tiefe kalkfrei sind, — bekanntlich zieht GAGEL weitgehende Schlüsse aus dem Vorhandensein entkalkter Sande — ist in keiner Weise beweiskräftig. Ich kenne in Hannover Sande des Oberen Diluviums, die bis zu 79 m Tiefe kalkfrei sind. Aber selbst wenn die Grundmoräne auf Sylt nicht der letzten Eiszeit angehören sollte, so ist andererseits noch nicht einwandsfrei bewiesen, daß mehr als eine Eiszeit über die Insel hinweggegangen, sodaß für die Frage nach der Zahl der Eiszeiten die geologischen Verhältnisse auf Sylt keine Lösung im Sinne von drei Eiszeiten bringen können.

Wenngleich die Möglichkeit nicht geleugnet werden soll, daß Deutschland drei oder gar vier Eiszeiten erlebt haben kann, so drängen zur Zeit doch alle sicheren Beobachtungen der heutigen Diluvialgeologie darauf hin, anzunehmen, daß in Norddeutschland nur eine zweimalige Vereisung, unterbrochen durch eine einzige Zwischeneiszeit, stattgefunden hat.

Was die Gliederung der letzteren betrifft, so teilte POHLIG [1]) 1887 das Mittelpleistocän, die Stufe des *Rhinoceros Merckii*, ein in a) die Trogontherienstufe oder Unteres Mittelpleistocän (α. Rixdorfer Sande, β. Mosbacher Stufe) und b) die Antiquusstufe der Travertine Thüringens (Taubach) oder oberes Mittelpleistocän. Hieran hält POHLIG [2]) auch heute noch fest. WEISS [3]) hingegen klassifiziert die Taubacher Schichten als unteres, die Rixdorfer Sande aber als oberes Interglazial (II im älteren Sinne), und dieser Auffassung schließt sich, wie er mir freundlichst mitteilte, Herr Dr. MENZEL an, indem er die Entstehung der Rixdorfer Sande, ebenso wie z. B. die Schotter von Hundisburg, als jüngere Bildungen, die teilweise schon von dem herannahenden letzten Inlandeise beeinflußt waren, in das Ende der Interglazialzeit verlegt.

Betrachten wir nun die einzelnen Fundstellen der prä-

[1]) Diese Zeitschr. **39**. 1887 S. 798—807.
[2]) Die Eiszeit in den Rheinlanden. Ebenda. Monatsber. 1904 S. 243.
[3]) Ebenda **51**. 1899 S. 156—167.

historischen (eolithischen und paläolithischen) Artefakte mit besonderer Rücksicht auf das geologische Alter der Fundschichten.

A. Interglaziale Lagerstätten.

1. Taubach. Dieser Fundort gilt in der geologischen Literatur allgemein als jüngeres Interglazial; bereits PORTIS[1]) beschreibt die Fundschicht; er sagt, daß fossile Knochen sich unter dem festen Kalktuff in „einem kalkigen, fettigen Sand" finden. „Zu oberst besteht derselbe aus sandigem Kalktuff, und ist die Schicht in ihrer ganzen, ungefähr 2 m betragenden Mächtigkeit von kleinen Fragmenten von Holzkohle erfüllt. Die fossilen Knochen finden sich sehr häufig in den obersten zwei Dritteilen der Schicht c, jedoch seltener im untersten Drittcil dieser Schicht, sowie in der Schicht b (Kalktuff)". Von den Feuersteinen sagt PORTIS: „Außer den relativ häufigen Bruchstücken von dreieckig prismatischer Form, mit scharfen Ecken, von denen VIRCHOW spricht, hat man bis jetzt einige sehr seltene Messerchen von der gewöhnlichen Form gefunden". Nach A. GÖTZE, der zwei genaue Grubenprofile gibt, ist „Tuffsand fast ohne Quarzkörner, die Fundschicht 0,45 m", in der außer Feuersteinen auch Geräte aus Knochen und Hirschhorn gefunden werden. Die primäre Lagerung ist bewiesen durch „eine Feuerstelle, d. h. eine über 5" dicke Aschen- und Kohlenschicht, welche notwendigerweise in primärer Lagerung sich befinden muß."

Ich habe im Berliner Museum für Völkerkunde die ca. 50 Flinte gesehen, die A. GÖTZE in Taubach gesammelt hat, und die, wie oben erwähnt, nach RUTOT eolithisch sein sollen, welcher Meinung auch GÖTZE[2]) zugestimmt hat. Ich kann ihm weder hierin beipflichten, noch in seiner Meinung, daß „sie das Streben nach Erzeugung einer bestimmten Form, nach einem Typus vollständig vermissen lassen"; denn ich halte die kunstreichen Lamellen in Taubach entschieden für eine typische Form.

Die Form der Stücke ist, abgesehen von einigen unregelmäßig gestalteten, z. T. eine plattige, lamellenförmige, z. T. eine dreiseitig prismatische. Vorzügliche, große und deutliche Schlagkegel als Zeichen eines sicheren, Übung verratenden Schlages sind nicht selten. Alle Stücke haben durchaus scharfe Kanten, die auch an keiner einzigen Stelle Spuren von Abrollung zeigen; sie können demnach keinen Transport im Wasser erlitten haben, da sonst die

[1]) Über Osteologie von *Rhinoceros Merckii* JÄG. und über die diluviale Säugetierfauna von Taubach bei Weimar. Paläontographica 25. 1878 S. 143—160.

[2]) Zeitschr. f. Ethn. 1903. S. 489.

z. T papierdünnen Kanten hätten zerstört werden müssen. Auch sog. Retouchen, Absplitterungen an den Kanten, die aber nur an einer Seite auftreten und nach der dem Schlagkegel entgegengesetzten Seite gerichtet sind, kommen nicht häufig vor; besonders gut zeigte diese Erscheinung eigentlich nur eine Lamelle, deren Größenverhältnisse 5 : $3^1/_2$ cm sind; die Dicke der Lamellen beträgt $^1/_2$—6 oder 7 mm. Gestreckte schmale Formen (1 : 3) sind weniger häufig als die gedrungeneren (1 : 2). Da die beim Zuschlagen erhaltenen Kanten bereits scharf waren, brauchten sie nicht erst künstlich zugeschärft werden; die wenigen Absplitterungen sind also wahrscheinlich auf Benutzung zurückzuführen.

Daß diese Feuersteine nicht als Eolithe aufzufassen sind, wird ohne weiteres klar, wenn man die Stücke gesehen hat, deren gute Bearbeitung zu den nur „benutzten Eolithen" im direkten Gegensatz steht; daß sie andererseits unbedingt dem Chelléen zuzurechnen wären, wie Hörnes will, scheint mir nicht notwendig. Meines Erachtens ist aus den Stücken nur das eine mit Sicherheit zu ersehen, daß eine mehr oder weniger große Kunstfertigkeit dazu gehört hat, um sie herzustellen, denn es verrät sich an ihnen eine unbedingt geübte Hand. Aber diese Produkte sicher zu parallelisieren, halte ich zunächst für unmöglich; denn an und für sich könnten sie geradeso gut für paläolithisch, wie für neolithisch gehalten werden, da man gelegentlich die gleichen Formen an neolithischen Werkplätzen finden kann. Charakteristisch erscheint mir nur die gut ausgeprägte Lamellenform.

Hörnes[1]) sagt von Taubach: „Die Steinwerkzeuge sind teils Moustiertypen. teils formlose Stücke, und man hat längst erkannt, daß das nur an dem verwendeten Materiale liegt, Kiesel, Quarz u. a. Geschiebe." Diese Mitteilung ist nicht richtig, denn das verwendete Material besteht fast ausschließlich aus Feuerstein.

2. Hundisburg: Die alten Beverschotter, in denen zuerst Bodenstab, Bracht[2]) und dann Favreau Artefakte fanden, sind von mir[3]) als Interglazial nachgewiesen worden. Von den zweifellos paläolithischen Stücken fand Favreau in meiner Gegenwart eine größere Lamelle (blattförmige Spitze) und ein

[1]) a. a. O. S. 23.

[2]) Favreau verschweigt diese beiden Namen, sodaß der unbefangene Leser seines Aufsatzes ihn für den Entdecker der Fundstelle halten muß, während das nicht der Fall ist. (Briefl. Mitteil. Brachts an den Verfasser).

[3]) Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1906 S. 58—80.

prismatisches Messer. Ich selbst fand einen Nucleus (1,2 : 4,2 : 7,0 cm) mit großem Schlagkegel und scharfen Kanten. Die Artefakte sind aller Wahrscheinlichkeit nach primär in die Schotter hineingeraten und von diesen so gut wie nicht transportiert, da sonst die scharfen Kanten nicht zum größten Teil erhalten geblieben wären. Favreau[1]) gibt von dem wichtigsten seiner Funde, der blattförmigen Lamelle, nur eine kurze und unzulängliche Beschreibung, die der folgenden Ergänzung bedarf: Die Größenverhältnisse der Lamelle sind 8,5 cm in der Länge. 5,2 cm in der Breite und 0,8—1,0 cm in der Dicke; der Schlagkegel auf der Rückseite ist fast 2,5 cm lang. Die Kanten sind, ebenso wie bei der Taubacher Form, ursprünglich gewesen, d. h. sie sind beim Zuschlagen der Lamelle gleich als geradlinig scharfe Kanten entstanden, die ohne weiteres benutzt werden konnten und keinerlei künstlicher Zuschärfung bedurften. Favreau gibt in seiner Abbildung des Stückes durch Punkte „ausgesplitterte (retouchierte) Kanten“ an, die man, dem Sprachgebrauch folgend, als durch Abnutzung oder mit Absicht entstanden ansehen muß. Das ist durchaus nicht der Fall, denn die Absplitterungen sind derart unregelmäßig, daß man ihre Entstehung, zumal bei der ursprünglichen Schärfe der Kanten, unbedingt auf die mechanische Einwirkung der rollenden Flußschotter beim Transport im Wasser zurückführen muß. Die Eolithe, die Favreau von Hundisburg anführt, halte ich für ganz gewöhnliche, in den Schmelzwässern des ersten Inlandeises deformierte resp. formierte Feuersteine.

3. Die Rübeländer Höhlen im Harz. Über die Ausgrabungen in der Herrmanns- und Baumannshöhle bei Rübeland sind wir durch eine Reihe von Untersuchungen von Kloos[2]) und Blasius[3]) unterrichtet. Nach letzterem sind in den Höhlen zwei durch ihre Faunen verschiedene Ablagerungen zu unterscheiden, deren ältere, aus *Ursus spelaeus*, *Hyaena spelaea*, *Felis spelaea* und *antiqua* und *Rhinoceros* bestehend, Blasius für interglazial hält, während die jüngere Schicht mit der charakteristischen nordischen Fauna von Rentier, Lemming, Vielfraß, Polarfuchs, Schneehase, Schneehuhn u. a. entschieden glazial ist. An den meisten Stellen sind die Faunen sekundär gemischt, an einigen jedoch noch in ungestörter Lagerung.

---

[1]) a. a. O. S. 283.
Die wichtigste Literatur ist:
[2]) Kloos u. Müller, Die Hermannshöhle bei Rübeland. Weimar 1889.
[3]) Spuren paläolithischer Menschen in den Diluvialablagerungen der Rübeländer Höhlen. Beiträge zur Anthropologie Braunschweigs. Festschrift. Braunschweig 1898, mit 3 Taf.

In der Baumannshöhle wurden 8 Feuersteine und bearbeitete Knochen gefunden, leider an einer Stelle, wo die Faunen gemischt waren. Blasius glaubt, da vornehmlich die Knochen der älteren Fauna bearbeitet erscheinen, daß der Mensch zur Interglazialzeit in den Höhlen gelebt habe, und das würde mit der Technik der Werkzeuge übereinstimmen, denn die Stücke sind typische Taubacher Stufe (siehe S. 508). Da die ältere Höhlenfauna auch in anderen interglazialen Ablagerungen vorkommt, in den glazialen Schichten bei Thiede aber sehr selten ist, so würde dieser Annahme nichts im Wege stehen, zumal die Bearbeitungsweise der Feuersteinartefakte durchaus dafür spricht.

Posen. In der großen Sandgrube am Schilling bei Posen fand G. Maas[1]) 1897 zwei Feuersteinartefakte, Bruchstücke eines Messers und einer Pfeilspitze (?), die von Herrn Geheimrat Voss, Direktor am Völkerkunde-Museum, als sicher bearbeitet erkannt wurden. Die Stücke lagen in einer 10 m mächtigen Sandablagerung mit diluvialen Säugetierresten (*El. primigenius*, *Rhin. antiquitatis*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus*), und einer Süßwasserfauna (*Valvata piscinalis*, *Planorbis marginatus*, *Bithynia tentaculata* und *Pisidium amnicum*), die von Oberem Geschiebemergel überlagert wird und nach Maas[2]) zur Interglazialzeit entstanden ist. Maas sagt von den beiden Stücken, daß sie „in feinkörnigen, deutlich geschichteten Sanden als einzige größere Gesteinsstücke“ dicht neben einander lagen, sodaß eine natürlich-mechanische Entstehung nicht gut möglich sei; er nimmt also an, daß diese „bearbeiteten“, d. h. paläolithischen Artefakte primär an die interglaziale Fundstelle gekommen sind.

B. Glaziale Lagerstätten.

a) Außerhalb der letzten Vereisung.

1. Thiede und Westeregeln. Nehring[3]) hat in den tieferen Schichten der sandig-lehmigen Ablagerungen bei Thiede neben Resten von Lemming und Rentier sichere Spuren des Menschen gefunden in Gestalt von Holzkohlenstücken und bearbeiteten Feuersteinlamellen. „Die letzteren haben meistens die Gestalt von schmalen Messern, einige zeigen jedoch mehr die breite Form der sog. Schaber.“ Der von Nehring abgebildete Schaber (6,5 : 4 : 0,6 cm) zeigt einen entschiedenen Fortschritt gegenüber den Sachen von Taubach und Hundisburg; er ist

---

[1]) Über zwei anscheinend bearbeitete Gesteinsstücke aus dem Diluvium. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1897. Berlin. 1898. S. 32—35.

[2]) Erläut. z. geol. Spez.-Karte, Bl. Owinsk. Lief. 88. Berlin 1898 S. 9.

[3]) a. a. O. S. 5.

charakteristisch dadurch, daß er zum ersten Mal eine Zuschärfung der Kanten durch Absplitterung (Retouchierung) erfahren hat. Die Feuersteine sind, wie NEHRING mit Recht annimmt, von umherstreifenden Jägern während der Eiszeit dort gebraucht worden. In Westeregeln fand NEHRING[1]) ebenfalls in den tieferen Schichten bearbeitete Feuersteine, deren Bearbeitungsweise die gleiche ist wie die der Thieder Stücke. In der Zeitschrift für Ethnologie hat NEHRING[2]) die wichtigsten und besten der Feuersteinartefakte von beiden Fundorten abgebildet. Sie sind sämtlich größer als die Taubacher Artefakte und zeigen den technischen Fortschritt ihrer Bearbeitung nicht nur durch die auffallende Größe und Breite der prismatischen Messer, welche noch unretouchierte Ränder besitzen. Die Schaber sind durch Abschlagen langer Spähne hergestellt; die Retouchen scheinen bereits durch Abdrücken mittels Holz oder Knochen erfolgt zu sein. Die Stücke stammen z. T. aus dem Niveau der Lemminge, Eisfüchse, Rentiere aus einer Tiefe von 20—30 Fuß unter der Oberfläche und zeigen dann durchweg eine schöne weiße Patina, oder sie lagen mit Knochen von Mammuth und *Rhinoceros* in einer Tiefe von 10—20 Fuß zusammen; diese Stücke sind nicht patiniert und jedenfalls jünger als die ersteren, unterscheiden sich aber in der Technik nicht von ihnen und gehören der gleichen Periode, derselben Kulturstufe an.

2. Die Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera. Th. LIEBE[3]) hat aus dieser Höhle im ostthüringischen Zechstein eine Fauna beschrieben, die viele Ähnlichkeit mit der braunschweigischen hat und nach den typisch arktischen Tieren als eiszeitlich aufgefaßt werden muß, was auch von LIEBE geschehen ist. Nicht hoch über dem Boden der Höhle, $4^1/_2—7^1/_2$ m unter Tag fanden sich außer einem Stück bearbeiteten Hirschhornes unzweifelhaft bearbeitete Feuersteingeräte, nämlich Messer, Schaber und auch eine etwas gedrungene Speerspitze, plumper nach der Beschreibung, als sie später im Neolithikum gefertigt wurden. Auch diese Artefakte zeigen die randliche Zuschärfung, wie die Stücke von Thiede und Westeregeln. Ihre primäre Lagerung ist sicher, sodaß die Anwesenheit der Menschen während der letzten Eiszeit im Vorlande des Harzes und des Thüringer Waldes nicht mehr zu bezweifeln ist.

3. Buchenloch bei Gerolstein. Die Ausgrabung dieser

---

[1]) a. a. O. S. 46.

[2]) Über paläolithische Feuerstein-Werkzeuge aus den Diluvialablagerungen von Thiede (bei Braunschweig). 1889. S. 357—363.

[3]) Die Lindenthaler Hyänenhöhle und andere diluviale Knochenfunde in Ostthüringen. Archiv f. Anthrop. 9.

Höhle (im mitteldevonischen Kalk und Dolomit) erfolgte 1879 durch EUGEN BRACHT[1]); er fand in ihr die nachstehende Übereinanderlagerung von Schichten von oben nach unten: 1. Römische Schicht mit rotem und schwarzem Geschirr; 2. Brandschicht mit Scherben; 3. Knochenbreccie; 4. Roten Lehm; 5. Schwärzliche Erde mit durch Mangan schwarzgefärbten Dolomitstücken und einzelnen Knochen und (Bären-)Zähnen. Die Schichten 3—5 sind mutmaßlich während der letzten Eiszeit entstanden, denn NEHRING bestimmte unter den in ihnen gefundenen Knochen die Reste typisch arktischer Tiere, wie *Myodes torquatus*, Halsbandlemming; *Arvicola gregalis*, Wühlmaus; *Lagomys (hyperboreus?)*, Pfeifhase; *Lepus (variabilis?)*; *Canis lagopus*, Eisfuchs; *Foetorius erminea*, Hermelin. Ferner waren vorhanden: *Ursus spelaeus*, *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus*, *Bos primigenius* resp. *priscus*, *Cervus tarandus*; *Corvus* sp.; *Lagopus albus*, *mutus*. Die Fauna ist zweifellos diluvial, und zwar glazial; denn es ist ausgeschlossen, daß die Reste erst nachträglich, also zur Postglazialzeit in die Höhle gelangt wären. Da sich in der obersten Schicht aber die Übergänge zur postglazialen Fauna vorfinden, so muß die untere Ablagerung aus der Zeit der letzten Vereisung stammen.

Auf dem roten Lehm fand BRACHT, nach Hinwegräumen der Scherbenschicht, ein Feuersteinartefakt, das durch seine roten Sinterkrusten seine Zugehörigkeit zur älteren Lehmschicht dokumentierte. Das Stück gleicht in seiner Form und der Bearbeitungsweise sehr den Artefakten, die z. B. ENGERRAND[2]) als Coup-de-poing aus dem Chelléen und Acheul-léen abbildet. Da diese Fäustel weiter nach Osten nicht bekannt geworden sind, bildet das Stück ein interessantes Bindeglied zwischen der deutschen und den französisch-belgischen Industrien und es erscheint mir geeignet, als Grundlage eines Parallelisierungsversuches zu dienen, den ich mir für später vorbehalte. Es widerlegt vor allem die alte Annahme, daß in Deutschland keine Fäustel vorkämen. Nun ist das Artefakt freilich kaum in der Nähe geschlagen worden, da die Devonkalke keinen Feuerstein enthalten und die nächste anstehende Kreide sich erst zwischen Aachen und Maastricht findet. Das Stück ist also mutmaßlich importiert, und daraus erklärt sich die geringe Zahl von Feuersteinen in der Höhle; aber jedenfalls ist der Fäustel im Buchenloch gebraucht und zwar am Ausgange der letzten Vereisung. Nach seiner Bearbeitungsweise muß er älter sein als die Werkzeuge von Thiede.

---

[1]) Die Ausgrabung des Buchenlochs bei Gerolstein in der Eifel und die quarternären Bewohnungsspuren in demselben. Trier 1883.

[2]) Six leçons de Préhistoire. Bruxelles 1905.

Vielleicht ließen sich durch eine neue Untersuchung der diluvialen Fauna des Neandertales Beziehungen zwischen dieser und der des Buchenloches gewinnen, sodaß möglicherweise auf diesem indirekten Wege das Alter des Neandertaler Menschen doch noch geologisch festgestellt werden könnte.

b) Innerhalb der letzten Vereisung.

1. Kochstedt-Mosigkau und Chörau bei Dessau. Hier hat Herr Dr. med. HANS SEELMANN [1]) in Alten, ein eifriger Sammler von urgeschichtlichen Altertümern des Herzogtums Anhalt, eine Reihe von eolithischen Silex-Artefakten gesammelt, die sämtlich aus Kiesschichten stammen, deren Entstehung in die Abschmelzperiode des letzten Inlandeises fällt.

2. Biere bei Magdeburg. HAHNE [2]) hält die Kiesgrube am Dahlsberge bei Biere, die alte RABEsche Fundstelle, für interglazial. Ich [3]) habe an anderer Stelle bereits die Unrichtigkeit dieser Auffassung nachgewiesen und gezeigt, daß die Kiesschicht sehr wahrscheinlich glazial ist, nämlich ein beim Abschmelzen des Eises entstandenes fluvioglaziales Sediment. KEILHACK und WAHNSCHAFFE haben an Ort und Stelle die gleiche Ansicht ausgesprochen, aber die übereinstimmende Meinung dreier Geologen ist für Herrn Dr. HAHNE nicht beweiskräftig genug; er glaubt immer noch nicht daran. Interessant und für unseren Zweck sehr wichtig ist uns die Beschreibung HAHNEs; er sagt [4]) nämlich, daß er seine Eolithe nicht in den Schichten, die „feinzerteiltes“ oder „gröberes Material“ enthielten, sondern in dem Streifen, der „ziemlich grobes Material, auffallend viel gröber als in den unteren Schichten“, gefunden habe. Auf die Wichtigkeit dieser Angabe soll unten weiter eingegangen werden.

3. Neuhaldensleben. Hier fand Herr Apotheker BODENSTAB [5]) einen Feuersteinbohrer von zweifellos paläolithischer Technik in einer ungeschichteten Blockmasse, die im Zuge der Calvörder Endmoränen — der letzten Eiszeit — liegt; das Artefakt stammt jedenfalls aus dem vorhergegangenen Interglazial und liegt in den fluvioglazialen Sedimenten auf sekundärer Lagerstätte. FAVREAU fand in derselben Blockmasse auch „Eolithe“.

---

[1]) Ungedruckte Mitteilung.

[2]) Zeitschr. f. Ethn. 1903. S. 496; 1904. S. 303.

[3]) Entgegnung auf Herrn BLANCKENHORNS Bemerkungen zu meinem Vortrage: Über diluviale Flußschotter aus der Gegend um Neuhaldensleben, als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge. Diese Zeitschr. Monatsber. 1905. S. 79—87.

[4]) Zeitschr. f. Ethn. 1904. S. 305.

[5]) F. WIEGERS, Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben, z. T. als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge. Diese Zeitschr. Monatsber. 1905. S. 2—5.

4. Salzwedel. Herr Apotheker ZECHLIN[1]) fand „Eolithe“ in einer Kiesgrube, die „aus typisch nordischen Ablagerungen aus den Schmelzwässern der letzten Glazialperiode“ besteht. In der Grube „zieht sich zwischen feineren Sanden und Kiesen in 5—5½ m Tiefe eine 40—50 cm starke Kiesschicht, die gröberes Gesteinsmaterial enthält, dunkler gefärbt und meist eisenschüßig ist. In dieser fanden sich besonders zahlreiche Feuersteingeschiebe, die zum großen Teil mit Gebrauchs- und Abnutzungsspuren versehen waren. Ich sammelte viele Hunderte davon.“

Die Altersbestimmung der Fundschicht ist richtig, wovon ich mich bei einem Besuch der Grube überzeugte. Dank der Liebenswürdigkeit des Herrn Apothekers ZECHLIN konnte ich auch einen großen Teil seiner dort gesammelten „Eolithe“ einer kritischen Betrachtung unterziehen. Von den Hundert und einigen Stück, die ich zu sehen bekam, las ich drei aus, die mir als zweifellos bearbeitet erschienen. Das erstere Stück (6,5 : 5 : 1,5 cm) ist aus einer größeren Knolle geschlagen; denn es hat an keiner Stelle mehr etwas von der ursprünglichen Oberfläche; es besitzt verhältnismäßig scharfe Kanten. Auf der einen Seite ist ein ganz auffälliger, über das ganze Stück hinweggehender, 6,5 cm langer und 1 cm breiter, von parallelen Kanten begrenzter Absplіß, wie er beim Abschlagen prismatischer Messer entsteht, und dessen zufällige Entstehung völlig ausgeschlossen ist. Wahrscheinlich können auch noch einige weitere Absplіße als künstlich gedeutet werden. Das zweite Stück (6,5 : 3,5 : 1,5 cm) hat eine schwach gewölbte Vorderseite mit einem Schlagkegel — wie bei der Hundisburger Lamelle — und eine dreieckige, von ziemlich unversehrten parallelen Kanten begrenzte Rückseite. Das dritte Stück (8 : [3,3—5,3] : 1,6 cm) hat die Form eines Beiles, dessen etwas breiter ausladende untere geschärfte Kante schwach gerundet ist. Von den vier etwa rechtwinkligen Längskanten sind drei scharf, die vierte etwas bestoßen; die vier oberen Kanten sind scharf; dahingegen zeigt die Schnittkante typische absichtliche Absplіße nach beiden Seiten, wodurch eine scharfe Schneide entstanden ist, die das Werkzeug als durchaus gebrauchsfähig erscheinen läßt. — Alle drei Stücke halte ich nicht nur für benutzt, sondern für absichtlich bearbeitet und glaube, daß sie aus der paläolithischen Interglazialzeit stammen, vom Eise aufgenommen sind und in den Sanden nun auf sekundärer Lagerstätte liegen. Die übrigen Hundert „Eolithe“ halte ich für Zufallsprodukte.

5. Halensee. Westlich vom Bahnhof Halensee fand

---

[1]) Zeitschr. f. Ethn. 1905, S. 209.

Dames[1]) eine nach seiner Meinung bearbeitete Pferdescapula; eine Deutung, die jedoch keineswegs über alle Zweifel erhaben ist. Über den Fundort sagt Dames: „Auf der geologischen Spezialkarte von Preußen ist an der betreffenden Stelle „Unterer Sand, bedeckt mit Resten von Oberem Geschiebemergel“ angegeben, oder, wenn man die Genesis der betreffenden Schichten in der Bezeichnung zum Ausdruck bringen will, Interglazial unter einer Decke der jüngeren Grundmoräne“. Nach der heutigen Auffassung genügt die Lage zwischen zwei Grundmoränen nicht mehr, um eine Schicht für interglazial zu erklären; im vorliegenden Fall handelt es sich um ein rein fluvioglaziales Sediment der letzten Eiszeit.

6. Britz, Rixdorf und Rüdersdorf. Klaatsch[2]) erwähnt, leider ohne nähere Angabe der Fundstellen, daß er hier Eolithe gefunden habe; auch Friedel hat dergleichen in den Gruben von Britz gesammelt, die aus der interglazialen Schicht stammen sollen.

Die Schichtenfolge in Britz—Rixdorf ist: Oberer Geschiebemergel, Vorschüttungssande und Kiese des letzten Eises, Kiese der Interglazialzeit (?), Unterer Geschiebemergel. An der zur Zwischeneiszeit gerechneten Kiesschicht soll hier keine Kritik geübt werden; viele der in ihr gefundenen Knochen zeigen keinerlei Abrollung und können also nicht weit transportiert sein. Aber die Fauna ist gemischt und weist neben interglazialen auch glaziale Arten auf; in den Erläuterungen zu Blatt Tempelhof findet sich keine Angabe darüber, ob diese etwa in getrennten oder im selben Horizont vorkommen. In letzterem Fall wäre ein Teil der interglazialen Kiese sicher sekundär umgelagert.

Nun finden sich in den glazialen Vorschüttungssanden aber auch zweifellos glaziale Kiesschichten. In einer der größten z. Z. im Abbau befindlichen Gruben südlich des Kirchhofes Britz ist in die glazialen Sande eingelagert ein etwa 150—200 m breiter, N—S gerichteter Kiesstrom, der, nach Osten und Westen auskeilend, in der Mitte bis 4 m Mächtigkeit erreicht. Er enthält zahlreiche nordische Geschiebe von Faustgröße bis zu $^5/_4$ cbm Inhalt. Daß derartig schwere Blöcke zur Interglazialzeit abgelagert wären, ist ausgeschlossen; sie können nur in schwimmendem Eis an diese Stelle gekommen sein, oder dadurch, daß sie in ein unter dem Eise fließendes Wasser aus Eisspalten hineinfielen. In diesem groben Kies fand ich selbst Eolithen ähnliche Feuersteine, fand aber auch in dem feinen Kies viel kleine, oft

[1]) W. Dames. a. a. O.
[2]) Zeitschr. f. Ethn. 1903. S. 494 u. 496.

papierdünne, sehr scharfkantige Feuersteinsplitterchen, die Späne, die bei der natürlichen Deformierung der Feuersteine im strömenden Wasser abgesprengt waren. Große Feuersteinknollen lagen in Haufen auf der Grubensohle aufgetürmt. — Aus dieser Kiesschicht mögen die „Eolithe", stammen, gegen die übrigens schon an anderer Stelle Bedenken erhoben wurden: sie stammen dann aus groben fluvioglazialen Sedimenten.

7. Eberswalde: P. G. KRAUSE[1]) vertritt auch in seiner letzten Arbeit den schon von DAMES angegriffenen Standpunkt, daß es sich bei seinen Fundstellen um interglaziale Sande handele, eine Auffassung, der ich mich nicht anschließen kann. Das von ihm gegebene Profil der Kiesgrube hinter dem Wirtshaus „Zur Mühle" am Eichenwald ist schematisch folgendes: Oberer Geschiebemergel, gröbere Kiese, feine weiße wohlgeschichtete Spatsande. Die Kiese, in denen auch verschiedentlich Knochen diluvialer Säugetiere vorkommen, sind die Fundstätten der „Eolithe"; und zwar, während die übrigen Gerölle mehr oder weniger abgerollt und gerundet sind, sollen die Feuersteine in „auffallender Menge als mehr oder weniger scharfkantige Bruchstücke" vorhanden sein.

Nach KRAUSE sollen die Eolithe zusammengeschwemmt sein, „wenn auch vielleicht nicht von weit her", und zwar in interglazialer Zeit! Aber der Beweis für letztere Behauptung ist nicht hinreichend erbracht; es fehlen die untrüglichen Zeugen der primären Fauna oder Flora eines gemäßigten Klimas. Da somit die Zugehörigkeit zum Rixdorfer Horizont nicht erwiesen ist und die fraglichen Eolithe nicht als Beweise gelten können, so haben wir es wohl mit einer intramoränen, aber nicht mit einer interglazialen Ablagerung zu tun. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind diese kalkhaltigen Sande und die Kiese fluvioglaziale Vorschüttungssedimente des letzten Inlandeises, wofür auch gerade die „zahlreichen, schön geschrammten, geritzten und polierten Geschiebe (und zwar hauptsächlich Kalksteine[2])" — in den Kiesen — sprechen.

8. Freyenstein. JAEKEL[3]) hat von diesem Orte Feuersteinknollen als Eolithe beschrieben, die aus einem „geschiebereichen Kies" stammen, der seiner Lagerung nach ebenfalls wohl als fluvioglaziales Sediment der letzten Eiszeit aufgefaßt werden muß. Die Feuersteinknollen wurden zu Hunderten aus

---

[1]) Neue Funde von Menschen bearbeiteter bezw. benutzter Gegenstände aus interglazialen Schichten von Eberswalde. Diese Zeitschr. Monatsber. 1904. S. 40—47.

[2]) P. G. KRAUSE, Zur Frage nach dem Alter der Eberswalder Kieslager. N. Jahrb. f. Min. 1897. I. S. 194.

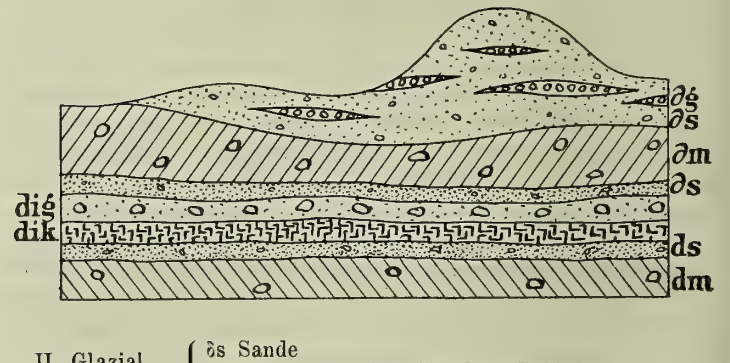
[3]) Zeitschr. f. Ethn. 1903. S. 830—838.

der Grube gesammelt; Jaekel sagt: „unter diesen zeigte etwa ein Drittel Benutzungsspuren, und von diesen wählte ich etwa 50 besonders deutliche Stücke aus.“ Ich habe im Museum für Naturkunde die Freyensteiner Feuersteine gesehen, kann mich aber der Überzeugung Jaekels nicht anschließen, sondern glaube, in den sog. Eolithen natürliche Zufallsprodukte sehen zu müssen.

C. Spätglaziale Lagerstätten.

1. Endingen (Kreis Franzburg) in Vorpommern. W. Deecke[1]) hat aus der Nähe der Försterei Endingen einen Aufschluß beschrieben, der eine Überlagerung von älterem Ton und Torfschlick durch etwa 1 m kiesigen Sand zeigt. Nach der Topographie der Umgebung ist es ausgeschlossen, daß der Sand zu alluvialer Zeit über den Schlick hinweggeführt ist, und es muß die „Entstehungszeit der Schichten und der ein wenig jüngeren Sande an das Ende der Vereisung“ gelegt werden. In dem Schlick sind sicher von Menschenhand bearbeitete Geweihstücke und Knochen von *Cervus euryceros* gefunden worden, aber leider keine Steinwerkzeuge.

Schematisches Profil.



II. Glazial (Letzte Eiszeit) { ∂s Sande
∂g Kiese; Fundstelle der Eolithe
∂m Oberer Geschiebemergel
[außerhalb der Vereisung: Höhlenlehme und lehmigsandige Ablagerungen (Thiede). Paläolithe].

Interglazial { dig Nordische Sande und einheimische Schotter
dik Kalktuff } Fundstellen der Paläolithe

I. Glazial (Erste Eiszeit) { ds Sande
dm Unterer Geschiebemergel.

---

[1]) Vorkommen von bearbeiteten Riesenhirschknochen bei Endingen (Kreis Franzburg) in Vorpommern. Globus 78. 1900. S. 13—15.

2. Schlutup bei Lübeck[1]). In der Meynschen Kiesgrube am Bahnhofe Schlutup sind 5—6 m unter der Oberfläche in den Abschmelzsanden des Eises, die den glazialen Süßwasserton (Dryaston) überlagern, von Menschen bearbeitete Rentierknochen und Geweihstücke gefunden worden, für deren Echtheit sich Geh.-Rat Voss, Nehring und Klaatsch erklärt haben.

Die verschiedenen Fund- und Lagerungsverhältnisse der erwähnten eolithischen und paläolithischen Artefakte seien durch das vorstehende schematische Profil durch das Diluvium Norddeutschlands erläutert.

3. In welchem Abschnitte der Diluvialzeit kann der Eolithen-Mensch in Norddeutschland gelebt haben?

Aus dem im vorhergegangenen Abschnitte Gesagten ergibt sich folgendes: An den wenigen Fundstellen interglazialen Alters im norddeutschen Diluvium haben sich zweifellos bearbeitete, also paläolithische[2]) Feuersteinartefakte in geringer Zahl gefunden. An den Fundstellen glazialen Alters außerhalb der letzten Vereisung fanden sich Steinwerkzeuge mit einer etwas vollkommeneren Technik. An den gleichaltrigen zahlreichen glazialen Fundstellen innerhalb der Vereisung sind angebliche Eolithe in großer Häufigkeit gesammelt worden.

Es ist daher zunächst die Frage zu diskutieren, wann eigentlich der Eolithenmensch gelebt hat, den Favreau in das erste und zweite Interglazial verlegt, Blanckenhorn in das erste Interglazial und eine Periode, die jünger ist als die eolithische Periode Frankreichs und Belgiens, und dessen angebliche Werkzeuge sich erst in den oberen, glazialen Schichten finden lassen. Aus dem Tertiär: Oligocän, Miocän und Pliocän sind in Norddeutschland bis jetzt weder sichere noch unsichere menschliche Artefakte bekannt geworden; auch nicht aus den Randgebieten der ersten Vereisung. Die Behauptung Favreaus, Eolithe aus der ersten Zwischeneiszeit (= Präglazial) zu haben, ist von mir bereits früher widerlegt worden, da die von ihm für glazialen Ursprunges gehaltenen Kritzen auf einigen Feuer-

---

[1]) P. Friedrich. Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. Mitt. d. Geogr. Ges. u. d. Naturh. Mus. in Lübeck. 1905. Heft 20.

[2]) Ich gebrauche die Ausdrücke „eolithisch" und „paläolithisch" nicht mehr wie früher im ausschließlich zeitlichen Sinne, sondern verstehe unter Eolithen die nur benutzten, unter Paläolithen die gewollten, systematisch bearbeiteten Formen.

steinen auf eine nachträgliche pseudo-glaziale Schrammung zurückzuführen sind. Eine Widerlegung BLANCKENHORNS betreffs der ersten Interglazialzeit erübrigt sich nach dem Voraufgegangenen.

Wir kennen somit keine menschlichen Artefakte aus der Präglazialzeit, und es ist die Frage, ob wir sie jemals kennen lernen werden. Denn der Feuerstein war damals in Norddeutschland, im Gegensatz zu heute, nur an sehr wenigen Stellen in der anstehenden Kreide vorhanden, und diese war zum größten Teil von Tertiär bedeckt, wie solches auf einem engeren Gebiete W. DEECKE[1]) für Pommern wahrscheinlich gemacht hat. Die Feuersteine hätten also nur durch den Handel eine größere Verbreitung erlangen können, aber das ist nicht wahrscheinlich, sowohl wegen des nomadisierenden, wegen Mangels an Gütern dem Handel fremden Lebens der damaligen Menschen, als auch wegen des geringen Gebrauchs- und Handelswertes der Eolithe, der uns durch RUTOT u. a. ja genügend bekannt geworden ist. Ausgeschlossen ist also, daß die zahlreichen bisher gefundenen „Eolithe“ aus dieser Zeit stammen.

Erst mit der Interglazialzeit (der zweiten im älteren Sinne) betritt auch der Mensch den norddeutschen Boden.[2]) Es ist nicht wahrscheinlich, daß er als Eolithiker die unwirtlichen, gerade vom Eise verlassenen Gebiete aufgesucht und nun in der kurzen Spanne Zeit bis zum Beginn der Taubacher Periode die ganze kulturelle Entwicklung durchgemacht habe, zu welcher der Mensch in Frankreich und Belgien unter günstigeren Auspicien die Zeit vom Tertiär an gebraucht hatte. Gerade weil in den westlichen Nachbarländern bereits eine viel höhere Kultur blühte, ist es nicht wahrscheinlich, daß Eolithen-Menschen einwanderten. Es darf weit eher angenommen werden, daß die Kultur dieser ersten Deutschen nicht wesentlich tiefer war, als die der westlichen Völker. Von Taubach an aber herrschte die paläolithische Epoche; sie überdauerte die warme Periode des Interglaziales und hielt sich in gleicher Höhe während des Herannahens des letzten Inlandeises. Als typisch müssen gelten für die interglaziale Epoche: Schaber in Blattform und prismatische Messer, die mit scharfen Kanten zugeschlagen werden, ohne Retouchierung der Kanten: Taubacher Stufe.

Während der Dauer der letzten Vereisung lebte der Mensch in den eisfrei gebliebenen Gebieten, teilweise auch dicht am

---

[1]) Zur Eolithenfrage auf Rügen und Bornholm. Mitteil. Nat. Ver. f. Neuvorpommern und Rügen. **36.** 1905 S. 904.

[2]) Auch HÖRNES hält den Taubacher Menschen für den ältesten Bewohner Deutschlands. a. a. O. S. 24.

Rande des Eises selbst, wenn auch letzteres wohl nur zugweise in den warmen Monaten. Er vervollkommnete langsam seine Werkzeuge, und es entwickelte sich die glaziale Stufe von Thiede (oder Lindenthal): im Westen Gebrauch des französischen Fäustels (Buchenloch in der Eifel); im eigentlichen Norddeutschland Herstellung von großen prismatischen Messern mit ursprünglichen scharfen Kanten und von Schabern, deren Kanten durch Retouchierung, wahrscheinlich durch Abdrücken, zugeschärft wurden.

Die Eiszeit ging zu Ende, die Eismassen schmolzen ab und allmählich wurde das Land wieder frei; stetig folgte der Mensch der sich zurückziehenden Eisgrenze nach Norden und jagte auf dem jungfräulichen Boden den Riesenhirsch, das Rentier und den Elch. Aus dieser Zeit haben wir leider nur bearbeitete Knochen (Funde von Lübeck und Endingen) und keine Steinwerkzeuge, sodaß über den etwaigen weiteren Fortschritt in der Entwicklung der Gesteinstechnik nichts zu sagen ist; trotzdem ist er wahrscheinlich.

Wir sehen also während der ganzen Dauer des Diluviums nur eine ununterbrochene, wenn auch langsame Entwicklung der Kultur von Taubach an. Nirgends bleibt Platz für eine eolithische Periode, deren angebliche Werkzeuge doch zu Hunderten und Tausenden gefunden worden sind. Wir stehen hier also vor einem Widerspruch, der nur zwei Lösungen zuläßt: entweder muß in der Interglazialzeit zwischen der Taubacher und dem Beginn der glazialen Thieder Stufe ein enormer und durch keine Ursachen zu erklärender kultureller Rückschritt zum Eolithenstadium erfolgt sein, oder es müssen die Eolithe Zufallsprodukte natürlicher Entstehung sein. Für letzteres, d. h. für die natürliche Entstehung der Eolithe sprechen ganz entschieden die bisher geschilderten Tatsachen, mit der Einschränkung, daß unter den als „Eolith" schlechthin beschriebenen Feuersteinen diejenigen auszuscheiden sind, die eine unverkennbare paläolithische Bearbeitung aufweisen. Denn meine Beobachtung an den Salzwedeler „Eolithen" wird sicher auch für die mir unbekannten Formen von Biere gelten. Einzelne Stücke stammen aus dem Interglazial und liegen auf sekundärer Lagerstätte. Der eingeschränkte Begriff der „Eolithe" im nächsten Kapitel umfaßt die unbearbeiteten, einfachen Formen im Sinne Mortillets.

4. Die natürliche Entstehung der Eolithe.

Die Eolithe sind die ältesten menschlichen Artefakte. In Norddeutschland finden sich die älteren (eolithischen) Artefakte

nur in jüngeren Schichten; die jüngeren (paläolithischen) Artefakte finden sich primär nur in älteren Schichten! In den interglazialen Schichten befinden sich die Paläolithe auf primärer Lagerstätte, im Kalksand von Taubach, im Quarzsand von Posen, im Schotter von Hundisburg. Sollten auch die „Eolithe" in den glazialen Abschmelzsanden primär lagern, so müßte der Mensch auf dem Eise gelebt haben, denn nur so könnten seine Werkzeuge in die unter und vor dem Inlandeise sedimentierten Sande direkt gelangen, sie müßten sich dann in jedem Horizont und jeder Schicht finden. Das ist aber nicht der Fall; denn die „Eolithe" finden sich nie im Sande, sondern nur in mehr oder weniger groben Kiesschichten und zwar ausschließlich in solchen; wird doch gelegentlich ausdrücklich betont (so HAHNE[1]), daß „in den Schichten, die von feinem bis ganz feinkörnigem Sand gebildet werden" keine Eolithe zu finden sind, obwohl Stücke von 1 : $^1/_2$: $^1/_4$ cm[2]) auch in solchen Schichten möglich wären. Diese eigentümliche Beschränkung im Vorkommen der Eolithe zwingt notwendig zu der Annahme, daß die sog. Eolithe und ihre große Häufigkeit in einem Abhängigkeitsverhältnis zu ihrer Lagerstätte stehen.

Auch in Belgien und in Oberägypten[3]) bestehen die Eolithen führenden Schichten aus groben Kiesen und Schottern.

Als natürliche Ursachen[4]) der Entstehung von Pseudo-Eolithen hat man bisher atmosphärische Einflüsse, Temperaturdifferenzen, vor allem den Gletscherdruck herangezogen, wohingegen dem Wasser eigentlich nur eine abrundende Wirkung zugeschrieben wurde. Freilich ist letzteres richtig, aber die Abrundung ist das Endglied einer Kette von Einwirkungen; die Anfangsglieder haben wir jetzt durch BOULES Beobachtungen in der Kreidemühle zu Mantes kennen gelernt. Hier sehen wir, daß der Feuerstein eine außerordentlich große Absplitterungsfähigkeit besitzt, daß bei dem schnellen, stoßhaften übereinander Hinweggleiten die mannigfachsten Formen entstehen können, Formen, wie sie bisher nur als auf künstlichem Wege entstanden erklärt wurden. Die Richtigkeit dieser Beobachtung BOULES bleibt bestehen, auch wenn nach HAHNES Angaben die Zahl der wirklich eolithenähnlichen Gebilde nicht so groß sein sollte, wie BOULE anführt. Es ist ja auch garnicht nötig, daß

---

[1]) Zeitschr. f. Ethn. 1904 S. 305.
[2]) Ebenda S. 306.
[3]) SCHWEINFURTH. Zeitschr. f. Ethn. 1903 S. 798—822.
[4]) ED. KRAUSE, Die Werktätigkeit der Vorzeit. Weltall und Menschheit. 5.

wirkliche Eolithe in den Kreidemühlen entstehen; kein Laboratoriumsversuch erreicht das, was die Natur in langen Zeiträumen schafft. Es genügt vollständig, daß wir das eine gesehen haben, daß der Feuerstein beim Rollen und Schieben im Wasser eine außerordentlich leichte Sprengbarkeit zeigt, so, wie man sie bisher nicht angenommen hatte.

Ein ähnliches Übereinanderweggleiten und Aufeinanderprallen, wie es in der Kreidemühle geschieht, tritt in der Natur ein bei den schnell strömenden Abschmelzwässern, und gleiche Ursachen erfordern gleiche Wirkungen; nur daß in der Natur die Reihe der entstehenden Formen eine noch wechselndere, mannigfaltigere, ja, wenn man so will, vollendetere sein wird, als in den kleinen Kunstmühlen, zumal zu der Wirkung des Wassers noch andere, wie vor allem die des Inlandeises hinzukommen.

Nur durch die natürliche Entstehung erklärt sich ungezwungen der eigentümliche Widerspruch in dem Artefaktengehalt der glazialen und der interglazialen Schichten; so erklären sich die große Menge der sog. Eolithen in den Kieslagern und ebenfalls die immer wiederkehrenden „Typenreihen."

Was die Abrundung im Wasser betrifft, so ist ihr der Feuerstein nur in sehr beschränktem Maße unterworfen, im Gegensatz zu Quarz, Quarzit, Sandstein, Granit, Porphyr u. a., die, wie man sich an jedem Flußkies überzeugen kann, die schönsten gerundeten Formen nach längerem Wassertransport annehmen. Beim Feuerstein kenne ich diese Erscheinung nicht; denn er unterscheidet sich von den genannten Steinen durch seine leichte Sprengbarkeit, die immer wieder kantig und „retouchierte", aber nur ausnahmsweise abgerollte Formen entstehen läßt.

Verworn[1]) will zwar, wie er in der Novembersitzung der Anthropologischen Gesellschaft zu Göttingen äußerte, den größten Teil der Absplitterungen an den Feuersteinen auf die eisernen Picken der Arbeiter und die Zähne der Turbinenflügel schieben, besonders letztere sollen häufig die noch in der Kreide steckenden Feuersteine in derselben Richtung treffen und dadurch die einseitige Randbearbeitung hervorbringen. Nun werden von den Arbeitern beim Loslösen der Kreide hauptsächlich die größeren Feuersteine getroffen, und falls diese dabei nicht zu gleicher Zeit herausfallen, wird doch kaum etwas anderes erzeugt werden, als ganz unregelmäßige Schlagstücke, die mit Eolithen nichts zu tun haben. Die Zinken der Flügel, die nur die oben aufliegenden Kreidestücke berühren, schlagen kaum mehrmals von derselben

---

[1]) Der Inhalt dieses Vortrages kam mir in Auszuge während der Drucklegung zur Kenntnis, konnte aber in den folgenden Zeilen noch berücksichtigt werden.

Seite gegen die gleichen etwa herausragenden Feuersteine, denn sie fegen nicht über die Masse hinweg, sondern sie bringen die ganze Masse in eine schiebende Bewegung. Durch dieses stete im Kreise Vorwärtsschieben im Wasser zerfällt die Kreide schneller, die Kreideblöcke werden kleiner, schieben sich aneinander hin und rollen über einander weg, wobei die allmählich frei werdenden Feuersteine einmal durch ihre Härte an der Zerreibung der Kreideblöcke mitwirken, andererseits aber auch sich selbst beschädigen. Da nun die Bewegung stets im gleichen Sinne vorwärts geht, so ist es nicht unnatürlich, daß eine einseitige Absplitterung entsteht, da die oben aufliegenden Blöcke schneller sich über die anfänglich schwerer beweglichen, zuerst sogar ruhig liegen bleibenden unteren Kreidemassen hinwegbewegen. Durch die Zerreibung der Kreide werden die oben befindlichen Mengen bald verarbeitet sein, die Masse wird kleiner und die nicht auf den Boden reichenden Zinken fassen nun keine Feuersteine mehr, sondern halten lediglich das Wasser mit der Kreidetrübe in Rotation, die hinreichend stark ist, um die noch intakten Kreidestücke mit sich zu reißen.

Zuletzt werden nur noch die Feuersteine in Bewegung sein, übereinander hinweggleiten und fallen, und die im Wasser befindliche Kreidetrübe wird sie wenig an der Rollgeschwindigkeit hindern, dafür sorgt die mit Dampf getriebene Rotationsmaschine.

Daß gelegentlich die Zinken also Absplitterungen hervorbringen, ist wohl möglich, daß sie es in größerem Umfange tun, halte ich für gänzlich ausgeschlossen; die Hauptsache der Absplitterung ist die Bewegung im Wasser, und diese Rollbewegung findet sich wieder in den schnellströmenden Gletscherwässern, die heute mit reißender Geschwindigkeit dahineilen können, Kiese und Gerölle in Menge mit sich führend, und morgen bereits ihr Bett sich selbst zugedämmt haben und in ruhigerem Laufe neben dem mit Kies aufgefüllten Bette von gestern dahinfließen.

Wir müssen uns daran gewöhnen, dem strömenden Wasser als Form gebenden Faktor eine größere Einwirkung zuzugestehen als bisher, und wir müssen uns daran gewöhnen, auf die „Handlichkeit“ der Feuersteine ein geringeres Gewicht zu legen, als bisher. Hahnes Studien „der Physiopsychologie der menschlichen Hand“ [1]) sind gewiß sehr interessant, aber sehr viele paläolithische und neolithische nützliche Gebrauchsinstrumente sind absolut unhandlich. Der Feuerstein neigt so sehr zur zufälligen Bildung von handlichen Formen, daß dieses Charakteristikum für die Eolithe erst in letzter Linie kommt. Es könnte hier eingewendet

---

[1]) Zeitschr. f. Ethn. 1904. S. 808.

werden, daß die paläolithischen Artefakte in einem Holz- oder Knochengriff gefaßt gebraucht wurden, aber ist denn von den Eolithen bereits das Gegenteil erwiesen? Man denke doch nur an die kleinen, wenige Zentimeter großen Eolithe, die RUTOT und ENGERRAND abbilden, und stelle sich vor, wie schwierig deren Gebrauch ohne Griff gewesen sein muß. Ich bin überzeugt, daß dem Gebrauch von Stein der des Knochens voraufgegangen war, da der Mensch beim Zerschlagen von Knochen scharfe und spitze Knochensplitter erhielt, deren Benutzbarkeit ihm bald einleuchten mußte. Diese Werkzeuge aber hatten einen natürlichen Griff, der ihre Gebrauchsfähigkeit wesentlich erhöhte. Es kann nicht so schwer gewesen sein, diesen an kleinen Steinartefakten durch anderes Material zu ersetzen.

Wenn HAHNE[1]) also die Behauptung aufstellt: „Von den dortigen (belgischen) Stücken gilt es für ausgeschlossen, daß es Naturprodukte sind; die unsrigen sind ihnen absolut ähnlich, z. T. sogar gleich; der Schluß ist berechtigt, daß auch unsere Eolithe Artefakte sein werden“, so dürfte dieser Satz nach den obigen Ausführungen heute nicht mehr zu Recht bestehen.

In Belgien liegen ja die Verhältnisse anders als bei uns, indem die Schichten mit den Eolithen die tiefsten und ältesten sind, aber im Lichte der neueren Anschauung stehen auch sie in ihrer Gesamtheit nicht ohne jeden Zweifel da. Auch dort werden die Eolithe in Kiesgruben gefunden, in Geröllschichten, die zwar nicht das fließende Wasser, sondern die Brandung des Meeres durcheinander und aufeinander geworfen hat, im Grunde also der gleiche Faktor.

Sehr lehrreich in diesem Sinne ist BRACHTS[2]) Schilderung seiner ersten Eolithenfunde in Westflandern.

Die Frage der belgischen Eolithe soll hier jedoch nicht diskutiert werden. Diese Zeilen gelten nur den norddeutschen „Eolithen“, und die allgemeine Ansicht über diese wird hoffentlich durch die vorstehende Argumentation eine andere werden. Voraussichtlich sind nicht alle Eolithen-Anhänger überzeugt; aber es kann niemand zu einer besseren Erkenntnis gezwungen werden. Wer jedoch noch ferner an den norddeutschen „Eolithen“ festhält, möge wenigstens anerkennen, daß die Opposition sich stützt auf Gründe, die durch logische Verarbeitung eines hinreichenden Beobachtungsmateriales erlangt sind.

---

[1]) Zeitschr. f. Ethn. 1904. S. 307.

[2]) Bericht über eine Reise nach den Fundstellen der „Eolithen“ in Westflandern vom 27. Mai bis 9. Juni 1903. Zeitschr. f. Ethn. 1903. S. 823—830.

5. Schlussfolgerungen.

Zum Schluß seien noch einmal die Ergebnisse dieser kurzen Abhandlung zusammengefaßt.

1. In den interglazialen Ablagerungen sind bisher nur zweifellos paläolithische Artefakte in geringer Zahl gefunden worden (Taubach, Hundisburg, Rübeland, Posen).

2. In den glazialen Ablagerungen außerhalb der letzten Vereisung sind höhere paläolithische Artefakte in geringer Zahl gefunden worden (Thiede, Westeregeln, Lindentaler Höhle, Buchenloch).

3. In den fluvioglazialen Ablagerungen der letzten Eiszeit sind außer einigen paläolithischen Artefakten auf sekundärer Lagerstätte (Neuhaldensleben, Salzwedel) angebliche Eolithe in großer Zahl gefunden worden. (Dessau, Biere, Neuhaldensleben, Salzwedel, Britz, Rixdorf, Rüdersdorf, Eberswalde, Freyenstein.)

4. Die sog. Eolithe kommen nur in groben Kiesen und Schottern, dagegen nicht in Sandschichten vor.

5. Die sog. Eolithe im norddeutschen Diluvium sind auf natürliche Weise entstanden; es sind durch die Wirkung des strömenden Wassers umgeformte Feuersteine.

6. Auf Grund der bisher bekannt gewordenen Funde läßt sich für das norddeutsche Diluvium folgende, die Entwicklung des Menschen zum Ausdruck bringende Gliederung aufstellen:

Praeglazial: }
Erstes Glazial: } Eolithikum fehlt.

Interglazial: Einwanderung des Menschen;
Stufe von Taubach.

Zweites Glazial: Aufenthalt des Menschen im eisfreien Gebiete und am Rande des Eises; vielfach in Höhlen.
Stufe von Thiede.

Postglazial: Übergang vom Paläolithikum zum Neolithikum.
Neolithikum.

37. Über Strandverschiebungen im hannoverschen Oberen Jura.

Von Herrn HANS STILLE.

Hierzu 4 Textfig.

Berlin, den 16. Dezember 1905.

Die Deistermulde, das Gebiet der Schichten der marinen Unteren Kreide zwischen dem Deister im Süden, dem Stemmer und Gehrdener Berge im Norden, wird nach Osten von den Hügeln zwischen Pottholtensen und Bennigsen begrenzt, von denen der Süllberg in geologischer Beziehung besonderes Interesse verdient. Den Gipfel dieses Berges bedeckt der Serpulit, das

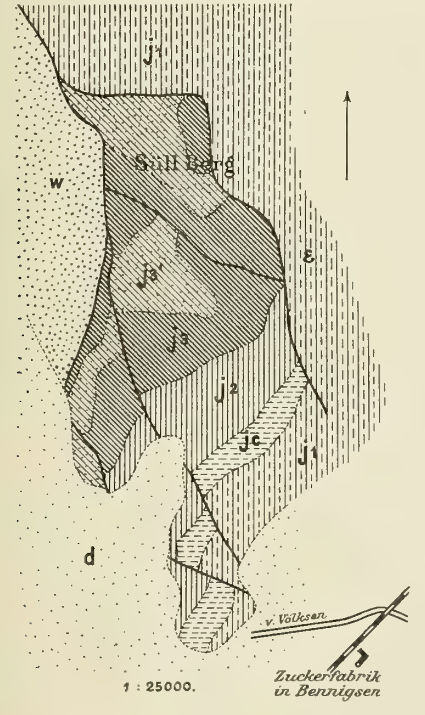


Fig. 1.
Geognostische Skizze des Süll-Berg bei Bennigsen.
Erklärung der Signaturen.
d Diluvium, w Wealdensandstein, j_3 Serpulit, j_3' bunte Mergel im Serpulit, j_2 dunkle Juratone im Hangenden des Cornbrash, jc Cornbrash, j_1 dunkle Juratone im Liegenden des Cornbrash. (Dünne Überdeckungen durch Diluvium sind z. T. fortgelassen).

oberste Glied des Weißen Jura, welcher der Hauptsache nach aus grauen, vielfach etwas bituminösen Kalken besteht, die in manchen Lagen von den Röhren der *Serpula coacervata* Blum. ganz erfüllt sind. Die Kalke sind bald massig, bald dünnbankig und von Lagen dunkler Letten unterbrochen; zwischen sie schalten sich ferner bunte, vorwiegend rote Mergel und Letten ein, die den weiter westlich am Deister das Liegende des Serpulit bildenden Münder Mergeln durchaus gleichen. In tiefem Niveau der Zone sind solche in einige Meter Mächtigkeit in einem verlassenen kleinen Steinbruche nordwestlich Bennigsen aufgeschlossen; andere, die eine Mächtigkeit von mindestens 20—30 m besitzen, finden sich in höherem Niveau und nehmen am Süllberge z. B. den sich von Norden zum Berggipfel hinaufziehenden Talgrund ein; die Oberflächenverbreitung dieser jüngeren und mächtigeren Zwischenzone bunter Mergel kommt in der kleinen Kartenskizze (Fig. 1) zum Ausdrucke. Auch von anderen Orten, wie Linden bei Hannover[1]), Hilsmulde[2]) und Osterwald[3]) sind bunte Mergel des Serpulit, allerdings in bedeutend geringerer Mächtigkeit, bekannt geworden, und bei Völksen am östlichsten Deister konnte ich sie auf Feldern am Lauseberge beobachten.

Am westlichen Süllberg grenzt an den Serpulit mit einer Verwerfung der Wealdensandstein, der unter 15—20° nach Westen, nach der Deistermulde, einfällt.

Nach Süden schließt der Serpulit einen steilen Hang über dunklen Tonen ab, in die sich weiterhin die Eisenkalke des Cornbrash mit *Pseudomonotis echinata* Sow. einschalten; in einer Mächtigkeit von ca. 8 m bilden diese ein schmales, nord-südliches, in der Landschaft als Rücken erscheinendes Band, das durch Verwerfungen mehrfach zerrissen ist und an einer solchen nach Norden abbricht.

Daß die im Hangenden des Cornbrash bis zum Serpulit folgenden dunklen Tone dem Braunen Jura angehören, kann wohl als zweifellos gelten, wenn auch eine genauere Horizontierung mangels Aufschlüssen unmöglich ist; auch die Tone im Liegenden des Cornbrash haben aus dem gleichen Grunde in Skizze 1 keine speziellere Gliederung erfahren; an der mit ε bezeichneten Stelle ließen sich Posidonienschiefer des Lias ε mit *Coeloceras commune* Sow. und *Posidonomya (Aulacomya) Bronni* Goldf. nachweisen.

[1]) Struckmann, Über den Serpulit von Linden bei Hannover. Diese Zeitschr. 1892, **44**. S. 100.

[2]) Koert, Geologische und palaeontologische Untersuchung der Grenzschichten zw. Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. Göttingen 1898, S. 18.

[3]) Wunstorf, Die geologischen Verhältnisse des Kleinen Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1901, S. 19.

Westlich Bennigsen folgt also auf Braunjura-Tone sofort der Serpulit unter Ausfall von Münder Mergeln, Eimbeckhäuser Plattenkalken, Gigas-Schichten, Kimmeridge, Korallenoolith und Heersumer Schichten; dafür, daß dieses nicht durch Verwerfungen, sondern durch übergreifende Lagerung des Serpulit über Braunem Jura bedingt wird, sprechen nun zunächst folgende 3 Gründe:

1. Der Serpulit beginnt in der ganzen Erstreckung, wie sich aus der Lage seiner Unterkante zu den Zonen bunter Mergeln schließen läßt, stets mit derselben Schicht über den dunklen Tonen.
2. Der Serpulit zeigt das gleiche Einfallen (ca. 15° nach Westen), wie der Braune Jura (Cornbrash) in seinem Liegenden.
3. Seine Unterkante schneidet die Terrainunebenheiten nach Art einer flach nach Westen geneigten Schichtgrenze.

Gewiß könnte aber dieses alles nicht als hinreichender Beweis für die übergreifende Lagerung des Serpulit über Braunem Jura dienen, wenn nicht ergänzend die Verhältnisse in einem benachbartem Gebiete, dem Ostende des Deisters bei Völksen, hinzukämen (s. die kleine Nebenskizze zu Fig. 2).

Von Völksen hat neuerdings W. Wunstorf[1]) eigenartige „Geröllschichten" beschrieben, die in Überlagerung von Korallenoolith in einer größeren Zahl von Steinbrüchen zu beobachten sind. Sie bestehen der Hauptsache nach aus kleinen bis faustgroßen Kalkgeröllen, die z. T. locker neben einander liegen, z. T. fest mit einander verkittet sind; stellenweise, so in einem Steinbruche bei der Windmühle östlich des Dorfes, sind die Gerölle schwach verkieselt. Außer den Geröllbänken finden sich in diesen „Geröllschichten", die ich als „Völkser Konglomerat" bezeichnen möchte, auch grünliche und weißlichgraue, tonige Mergel, die sich bald zwischen den Geröllbänken einschalten, bald diese seitwärts derartig vertreten, daß an einer Stelle z. B. der ganze untere Teil des Schichtkomplexes aus Geröllen, kaum 30 m seitwärts aber aus tonigen Mergeln besteht. Die Mächtigkeit des Völkser Konglomerates schwankt zwischen 0,30 und 4 m. Aus seinem tiefsten Teile beschreibt schon Wunstorf zahlreiche Fossilien des Korallenoolith, die deutliche Spuren der Abrollung und Zertrümmerung zeigen und sich sicher auf sekundärer Lagerstätte befinden; ferner wies schon Wunstorf Formen des Kimmeridge, wie *Pronoë Brongniarti* Roem., *Pronoë nuculaeformis* Roem. und

[1]) Transgressionen im Oberen Jnra am östlichen Deister. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1902, S. 272—277.

Trigonia sp. in diesen Schichten nach, die der Art ihres Vorkommens auch nach seiner Meinung, wie er mir auf eine Rückfrage gern bestätigte, als eingerollt zu betrachten sind.

Der WUNSTORF'schen Deutung dieser Bildung als Abrasionskonglomerat älterer Weißjura-Schichten muß man durchaus beistimmen, in Bezug auf die Altersstellung bin ich jedoch zu abweichender Ansicht gelangt. WUNSTORF erklärte sie — allerdings mit einer gewissen Reserve — für älter als Portland, während ich in ihr ein Abrasionskonglomerat an der Basis des transgredierenden Serpulit erblicken zu müssen glaube.

Zur Begründung meiner Ansicht gehe ich von nachstehenden Profilen des Weißen Jura der Gegend von Völksen aus, die in Steinbrüchen an 6 sich ost-westlich folgenden Punkten (s. die Lageskizze Fig. 2) aufgenommen wurden.

I. Profil im Steinbruche am Lauseberge an der Südwestecke des dortigen Gehölzes.

6. Hangendes: gelbliche und dunkle Mergel, noch 2 m aufgeschlossen.
5. 0,30 m bläulicher Kalk mit Serpeln, z. T. schwach dolomitisiert, mit vereinzelten kleinen Kalkgeröllen.
4. 3,20 m gelbliche, dolomitische Mergel mit Zwischenlagen festeren, schwach zelligen, gelblichen Dolomits.
3. 0,50 m makroskopisch dichter Kalk, der bei Anwitterung viele Schalentrümmer und Serpeln zeigt; in ihm vereinzelte platte Kalkgerölle.
2. 4,20 m Völkser Konglomerat, zu unterst stark von grüngrauen, tonigen Mergeln durchsetzt.
1. Liegendes: Korallenoolith.

II. Profil im Steinbruche der Völkser Kalkwerke bei der Windmühle östlich des Dorfes.

6. Hangendes: bläuliche und gelbliche Mergel, noch 1 m.
5. 0,90 m graue bis bräunlichgraue Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen, z. T. reich an Serpeln.
4. 1,50 m schwach dolomitische Mergel mit Übergängen zu mürben Dolomiten und mit einer 10 cm starken Kalkbank vom petrographischen Charakter von 3.
3. 0,50 m makroskopisch dichter, weißgrauer Kalk, der bei Anwitterung Schalentrümmer erkennen läßt, mit vereinzelten kleinen Geröllchen.
2. 3—4 m Völkser Konglomerat, im östlichen Teile des Bruches stark, im westlichen schwach mergelig. Kalkgerölle z. T. verkieselt (s. oben).
1. Liegendes: Korallenoolith.

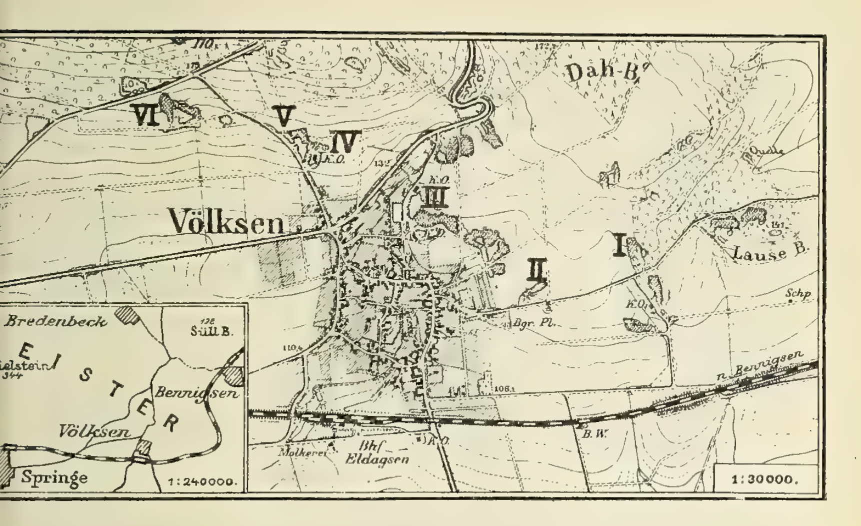


Fig. 2.
Lageplan der beschriebenen Profile.

II. Profil im Köhne'schen Steinbruche nördlich des Dorfes[1]).

5. Hangendes: plattige Kalke voll *Serpula coacervata* Blum.
4. 5 m gelbliche und graublaue, schwach schiefrige, tonige, Mergel.
3. 1—2 m graue bis gelblichgraue, dichte bis feinoolitische Kalkbänke, stellenweise voll platter Kalkgerölle; aus ihnen führt Wunstorf *Modiola* sp. nnd *Corbula* sp. an.
2. 3—3½ m Völkser Konglomerat; in ihm eine Partie gelblicher dolomitischer und dunkler toniger Mergel mit wenigen Geröllen.
1. Liegendes: Korallenoolith.

IV. Profil im östlichen Steinbruche an der alten Hannoverschen Straße.

4. Hangendes: dunkle und gelbliche, schiefrige Mergel, noch 2½ m aufgeschlossen.
3. 2 m makroskopisch dichte, im mittleren Teile auch feinoolitische, zu plattiger Absonderung — namentlich im oberen Teile — neigende Kalke.

---

[1]) Dieses Profil liegt der Wunstorf'schen Deutung zu Grunde; s. a. a. O. S. 273, f. 1.

2. $^1/_2$—2 m Völkser Konglomerat, petrographisch sehr wechselnd, an einer Stelle fast ausschließlich aus etwas verkieselten, fest mit einander verkitteten Kalkgeröllen bestehend und gleich daneben sehr mürbe und mergelig.
1. Liegendes: Korallenoolith.

V. Profil im westlichen Steinbruche an der alten hannoverschen Straße.

5. Hangendes: Brauner Kalk, reich an *Serpula coacervata* Blum., noch 1 m aufgeschlossen.
4. 3 m dunkle und grünliche Mergel mit dünnen, etwas festeren Zwischenbänkchen.
3. $2^1/_4$ m wie Schicht 3 in Profil IV.
2. 0,30—1 m Völkser Konglomerat, durchweg ziemlich mürbe und mergelig mit verhältnismäßig wenig Kalkgeröllen.
1. Liegendes: Korallenoolith.

VI. Profil im Steinbruche am Waldrande 900 m nordwestlich Völksen.

4. Hangendes: dunkle und gelbliche Mergel.
3. 2,50 m feste Kalke, zu oberst plattig zerfallend.
2. 4 m Völkser Konglomerat, Mergel mit Kalkgeröllen.
1. Liegendes: Korallenoolith.

Die vergleichende Betrachtung dieser 6 Profile lehrt folgendes:

Schicht 1 der Profile. Das Liegende des Konglomerates bildet bei Völksen der Korallenoolith.

Schicht 2 der Profile. Völkser Konglomerat in 0,30—4 m Mächtigkeit.

Schicht 3 der Profile. Über dem Völkser Konglomerate folgen feste, graue, makroskopisch dichte bis feinporöse Kalke, die westlich Völksen (Profile IV—VI) namentlich im oberen Teile plattige Absonderung erkennen lassen. Ihre Mächtigkeit wächst von Osten nach Westen von $^1/_2$ bis $2^1/_2$ m, und zwar beträgt sie

in Profil I.	0,50 m
in Profil II.	0,50 m
in Profil III.	1—2 m
in Profil IV.	2 m
in Profil V.	$2^1/_4$ m
in Profil VI.	$2^1/_2$ m,

An Fossilien enthalten diese Kalke *Modiola* sp., *Corbula* sp., Serpeln. Vielfach zeigt sich ein konglomeratisches Gefüge, das in manchen Fällen wegen großer Ähnlichkeit der Kalkgerölle und des verkittenden Cementes erst bei schwacher Anwitterung hervortritt.

Schicht 4, 5, 6 der Profile. Über den Kalken folgen in geringer, dabei schwankender Mächtigkeit dunkle bis gelbliche, schiefrige Mergel, die in den östlichen Profilen I und II schwach dolomitisiert erscheinen und dort dünne kalkige bis dolomitische Einlagerungen enthalten; auf sie legen sich dunkle, an *Serpula coacervata* Blum. reiche Kalke, dann folgen wieder schiefrige Mergel von der Art derjenigen im Liegenden. Diese Wechsellagerung dunkler Schiefer mit Kalkbänken findet aber, wie mehrere Aufschlüsse zeigen, im Hangenden weitere Fortsetzung und dokumentiert sich durch petrographische Entwicklung und Fossilführung als echter Serpulit, wie solcher von anderen Punkten des Deisters bereits in gleicher Entwicklung bekannt geworden ist.[1]

Nun zeigt aber Schicht 3 der Profile mit mancher der Hangenden nicht nur große petropraphische Ähnlichkeit, sondern enthält auch schon Serpeln, wie diese, und somit glaube ich, zu der den Serpulit vertretenden Wechselfolge von dunklen Mergeln und Kalkbänken auch Schicht 3 zählen zu müssen, und kann keinen Grund einsehen, diese Bank von den hangenden, wie geschehen, als Vertreterin des Portland loszureißen. *Modiola* und *Corbula* sprechen durchaus nicht dagegen, denn die Gattung *Modiola* ist aus dem Serpulit Norddeutschlands schon mehrfach, von Völksen durch Struckmann[2], bekannt geworden, und *Corbula* ist in ihm weit verbreitet.

Welches Alter besitzt nun das Völkser Konglomerat?

Auf sekundärer Lagerstätte wurden in ihm Fossilien des älteren Weißen Jura bis einschließlich Kimmeridge nachgewiesen; da es nun jünger sein muß, als die in ihm aufgearbeitet vorliegenden Schichten, so könnte es von vornherein jüngeren Kimmeridge, Gigasschichten, Plattenkalke und Münder

[1]) s. Heinr. Credner, Obere Juraformation und Wealden-Bildung im nordwestl. Deutschland, S. 69 — Struckmann, Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover, S. 26 — Stille, Gebirgbau und Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1901, S. 349.

[2]) Geognostische Studien am östlichen Deister. 27. und 28. Jahresb. Naturhist. Verein Hannover S. 63 und diese Zeitschr. f. 1879, S. 232.

Mergel vertreten. Soviel dürfte zunächst aber feststehen, daß eine dünne und, von einzelnen tonigen Zwischenlagerungen abgesehen, recht gleichmäßige Schicht grober Gerölle nicht den gesamten fehlenden Schichten entsprechen kann, sondern gewissermaßen als in einem Gusse entstanden, soweit ein solcher Ausdruck in geologischen Dingen überhaupt zulässig ist, erscheinen muß.

Nun zeigt sich aber durch die Geröllführung von Schicht 3 der Profile zwischen dieser und dem Völkser Konglomerate eine gewisse petrographische Verknüpfung, und auch die hangenden Bänke des Serpulit sind bei Völksen, wie überhaupt der Serpulit in Norddeutschland, konglomeratisch; und wenn wir nun an der Basis einer übergreifend gelagerten, gerölleführenden Schichtenfolge ein grobes, mit ihr in gewissem Sinne petrographisch verknüpftes Konglomerat antreffen, so liegt, so lange keine gewichtigen Gründe dagegen anzuführen sind, der Schluß nahe, daß das Konglomerat mit den hangenden Schichten auch eine stratigraphische Einheit und zwar das Basaltkonglomerat des transgredierenden Schichtenkomplexes, d. h. des Serpulit, bildet. Bisher ist jedenfalls kein Grund gegen eine solche Auffassung anzuführen, denn was an Fossilien aus dem Konglomerate bekannt geworden ist, findet sich eingerollt in ihm, und das Nachforschen nach Fossilien auf zweifellos primärer Lagerstätte ist vergeblich gewesen; das erklärt sich gewiß zum wesentlichen Teile dadurch, daß ein grobes Konglomerat, wie das Völkser, für die Erhaltung von Fossilien sehr ungünstige Verhältnisse bietet.

Aber selbst in dem außerordentlich unwahrscheinlichen Falle, daß das Völkser Konglomerat einem älteren Zeitabschnitte angehören möchte, würde, falls in seinem Hangenden keine Schichtlücke besteht, d. h. falls es die Münder Mergel oder doch deren obersten Teil vertritt, unsere Auffassung nur insofern etwas modifiziert werden, als die Transgression bei Völksen nicht zur frühen Serpulitzeit, sondern bereits zur Zeit der jüngeren Münder Mergel erfolgte. Entspräche es aber einer noch älteren Schicht und wäre damit nach obenstehenden Ausführungen eine Schichtlücke zwischen ihm und dem überlagernden Serpulit vorhanden, so bliebe für diesen ja ohne weiteres die übergreifende Lagerung bestehen; immerhin wäre aber die völlige Konkordanz und petrographische Verknüpfung von Serpulit und Völkser Konglomerat recht auffällig.

Aus allem diesen ergibt sich bei Völksen nicht nur mit Bestimmtheit die übergreifende Lagerung des

obersten Weißen Jura, sondern wir dürfen sogar mit größter Wahrscheinlichkeit das Völkser Konglomerat als das Basalkonglomerat des Serpulit ansprechen, der danach den Korallenoolith transgredierend überdeckt. In dieser Auffassung fehlen Münder Mergel, Eimbeckhäuser Plattenkalke, Gigasschichten, Kimmeridge und auch wohl noch ein Teil des Korallenoolith, und die gegen-

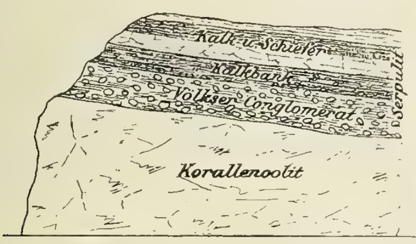


Fig. 3.
Schematisiertes Profil durch den Weißen Jura bei Völksen am Deister.
(Im Liegenden des Korallenoolith folgen noch Heersumer Schichten).

teilige Deutung, die Struckmann[1]) dort manchen Schichten gegeben hat, ist nicht aufrecht zu erhalten. Das Völkser Konglomerat scheint er, soweit eine Wiedererkennung seiner Horizonte dem Verfasser möglich ist, als oberen Korallenoolith und unteren Teil des Kimmeridge gedeutet zu haben; was er als Serpulit anführt, ist nur der oberste, in Steinbrüchen nördlich Völksen aufgeschlossene Teil dieser Schichtgruppe, und seine „Münder Mergel“ sind dunkle Zwischenmergel zwischen den kalkigen Bänken des Serpulit, wie sie sich sowohl weiter im Hangenden, als auch im Liegenden (s. die obigen Profile) finden; somit ist auch der Serpulit bei Völksen wesentlich mächtiger, als Struckmann angibt.

Die obige Auffassung der Völkser Weißjura-Bildungen ergänzt nun die Beobachtungen bei Bennigsen auf das beste. Fanden wir dort den Serpulit über dunklen Tonen des Braunen Jura unter Verhältnissen, die schon von vornherein seine übergreifende Lagerung wahrscheinlich machen, so müssen die Bedenken gegen eine solche Auffassung noch mehr zurücktreten, nachdem auch in einem nahbenachbarten Gebiete der oberste Weiße Jura als transgredierend über älteren Bildungen erkannt wurde. Endlich setzt aber die Bildung des Völkser Konglomerates eine Örtlichkeit in geringer Entfernung mit Notwendigkeit voraus,

[1]) a. a. O. S. 57 ff.

an der während seiner Ablagerung eine Beseitigung älterer Weiß-jura-Schichten erfolgte, und die damit heute in ihrer Schichtenfolge etwa das Bild der Bennigser Gegend bieten müßte. Diese Örtlichkeit kann nun nicht im Gebiete des heutigen westlichen Deister, auch nicht in demjenigen des Kleinen Deister oder Osterwaldes gelegen haben, da dort der im Völkser Konglomerate aufgearbeitet vorliegende Korallenoolith heute noch unversehrt vorhanden ist, und es liegt der Schluß gewiß nahe, daß gerade die nahbenachbarte Gegend von Bennigsen, wo jene Schichten jetzt unter dem Serpulit fehlen, wenigstens einen Teil des Geröllmateriales nach Völksen geliefert hat. Aus all diesen Gründen glaubt Verf. auch die geologischen Verhältnisse am Süllberg durch übergreifende Lagerung des Serpulit erklären zu müssen (s. Fig. 4) Die Grenze von

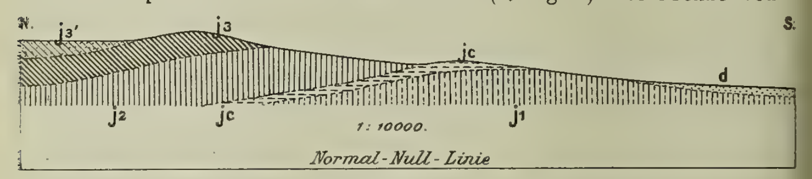


Fig. 4.

Geognostisches Profil in der Linie Bennigsen-Süllberg.

Erklärung der Signaturen.

d Diluvium, j_3 Serpulit, j_3' bunte Mergel im Serpulit, j_2 dunkle Juratone im Hangenden des Cornbrash, jc Cornbrash, j_1 dunkle Juratone im Liegenden des Cornbrash.

Serpulit und Braunem Jura ist am Süllberg etc. nirgends aufgeschlossen, und es muß deshalb fraglich bleiben, ob auch dort ein den Völkser Geröllschichten vergleichbares Basalkonglomerat des transgredierenden obersten Jura vorhanden ist; in einem Feldwege ca. 1 km westsüdwestlich Bennigsen hat Wunstorf, wie er mir mitteilt, Geröllschichten von der Art der Völkser bei früheren besseren Aufschlüssen noch beobachten können. In der Auffassung, daß bei Bildung des Völkser Konglomerates bei Bennigsen noch Denudation erfolgte, können aber die tiefsten Schichten des Serpulit hier und dort nicht völlig gleichaltrig sein, vielmehr muß seine Sedimentation bei Bennigsen erst in etwas späterer Zeit begonnen haben.

Es erhebt sich nun die Frage, inwieweit die heute im Gebiete des östlichen Deister fehlenden Weißjura-Schichten dort überhaupt zur Ablagerung gekommen waren.

Für Heersumer Schichten, Korallenoolith und Kimmeridge, wenigstens dessen älteren Teil, die heute noch, sei es in ur-

sprünglicher Form, sei es umgelagert, vorhanden sind, kann darüber wohl kein Zweifel bestehen; wenn nun aber deren örtliches Fehlen auf Zerstörung zu jüngerer Weißjura-Zeit beruht, so drängt sich zunächst der Schluß auf, daß, wie die älteren der heute fehlenden Bildungen, so auch die jüngeren ursprünglich vorhanden waren und später wieder beseitigt wurden. Die gesamten bei Völksen fehlenden Schichten finden wir nun schon am Deisterkamme nördlich Springe, ca. 15 km westnordwestlich Völksen, wieder, wo sie am „Samkekopf" nach Struckmann[1]) folgende Mächtigkeiten zeigen:

Münder Mergel	mindestens 15 m
Eimbeckhäuser Plattenkalke	11—12 m
Gigas-Schichten	2,75 m
Oberer Kimmeridge	3 m
Mittlerer „	8—8,5 m
Unterer „	2,5—3 m;

6 km weiter westlich ergeben die Schichtenmächtigkeiten bei Nienstedt nach Heinr. Credner[2]) und Struckmann[3]) aber bereits folgende Zahlen:

Münder Mergel	80 m
Eimbeckhäuser Plattenkalke	46 m
	(nach Credner sogar 90 m)
Gigas-Schichten	20 m
Oberer Kimmeridge	120 m.

Stimmen diese Zahlen auch nur annähernd, so hätte sich von Nienstedt an nach Westen auf 6 km Erstreckung die Mächtigkeit

der Münder Mergel	ca. um das 5fache,
der Eimbeckhäuser Plattenkalke	ca. um das 4fache,
der Gigas-Schichten	ca. um das 7fache,
des Oberen Kimmeridge	ca. um das 40fache

verringert, und danach wäre wohl denkbar, daß sich nun noch weiter westwärts bei Völksen die schon am Samkekopf geringe Mächtigkeit dieser Glieder oder wenigstens des einen oder anderen auf Null reduziert hätte.

Die Frage, ob die eben genannten Schichten am östlichsten Deister und bei Bennigsen überhaupt zur Ablagerung gekommen sind, muß also einstweilen unbeantwortet bleiben; nur soviel ist sicher, daß Korallenoolith und Kimmeridge, letzterer wenigstens zum Teil, vorhanden gewesen sind, und daß wir somit im Lie-

---

[1]) Geognostische Studien am Deister II, 28. und 29. Jahresber. Naturhist. Ges. Hannover, S. 61 ff.

[2]) Über die Gliederung der Oberen Juraformation und der Wealdenbildung im nordwestlichen Deutschland. S. 65 ff.

[3]) Geognostische Studien am Deister II, S. 68—71.

genden des Völkser Konglomerates eine Denudationsdiskordanz haben. In erster Linie wäre man vielleicht versucht, die großen Mächtigkeitsschwankungen der Münder Mergel im Liegenden des Serpulit mit einer teilweisen Zerstörung vor Ablagerung des transgredierenden obersten Jura in Verbindung zu bringen, doch mögen auch hier ursprüngliche Verhältnisse vorliegen. Es beträgt nämlich die Mächtigkeit der Münder Mergel

bei Völksen		0 m
am Samkekopf (s. oben)	(5 km WNW Völksen)	mindestens 15 m
am Wennigser Fahrweg, 1 km westlich des Samkekopf[1])	(6 km WNW Völksen)	44 m
bei Nienstedt (s. oben)	(11 km WNW Völksen)	80 m
bei Sooldorf[1])	(20 km WNW Völksen)	mindestens 388 m

Eine spezielle Untersuchung des Deister zwischen Völksen und Springe wird die Art des Auskeilens der einzelnen Schichten festzustellen haben und gewiß mancherlei Aufklärung über die hier ungelöst gebliebenen Fragen bringen.

Bisher können wir also am Deister nachfolgende Profile einander gegenüberstellen; in ihnen kommen die Schichtlücken durch senkrechte Linien zum Ausdrucke:

NW Bennigsen.	Völksen.	nordwestl. Deister.
Serpulit	Serpulit (Völkser-Konglomerat)	Serpulit
		Münder Mergel
		Eimbeckh. Plattenk.
		Gigas-Schichten
		Kimmeridge
	Korallenoolith	Korallenoolith
	Heersumer Schichten	Heersumer Schichten
Brauner Jura	Brauner Jura	Brauner Jura.

Die am östlichsten Deister und bei Bennigsen erkannte transgredierende Lagerung des Serpulit scheint aber auch den Schlüssel zu den durch WUNSTORF[2]) bekannt gewordenen Mächtigkeitsreduktionen der Weißjura-Schichten an dem südlich Völksen liegenden Osterwalde zu enthalten. Am nördlichen

[1]) HEINR. CREDNER, a. a. O. S. 68.
[2]) a. a. O. S. 42ff.

Osterwalde findet sich, wie auch am anschließenden Kleinen Deister (Saupark), die lückenlose Folge sämtlicher Weißjura-Schichten, und hier sind Korallenoolith und Serpulit durch Schichten von 200—300 m Mächtigkeit von einander getrennt. Weiter nach Südosten nähern sich aber Korallenoolith und Serpulit immer mehr, sodaß sie im Tale zwischen Ahrensberg und „Weißer Stein" eine 20 m mächtige, unweit des „Mehler Dreisch" sogar nur noch eine 15 m mächtige Schichtfolge von einander trennt; in dieser fand Wunstorf Formen des Kimmeridge, sodaß sich das Lückenprofil

Serpulit
|
|
Kimmeridge
Korallenoolith
Heersumer Schichten u. s. w.

zu ergeben scheint. Auch Wunstorf[1]) hat zur Erklärung dieser Verhältnisse bereits an „Meeresabrasion vor oder auch während der Ablagerung des Serpulit" gedacht.

Die am östlichen Deister und bei Bennigsen vor und während der Ablagerung des Serpulit erfolgte Abtragung von Sedimenten des älteren Weißen Jura setzt deren vorherige (relative) Hebung in den Bereich der Denudation voraus, und es fragt sich nun, ob eine solche ausschließlich durch einen Rückzug der Wasserbedeckung oder auch teilweise durch Bewegungen in der Erdkruste herbeigeführt wurde.

Die Aussüßung des Jurameeres zur Zeit des jüngeren Weißen Jura, die z. B. in dem stark brackischen Faunencharakter der Eimbeckhäuser Plattenkalke und Münder Mergel, der Weißjuraglieder im Liegenden des Serpulit, ihren Ausdruck findet, mag ja einen Hinweis auf eine allmählich erfolgende Regression der Meeresbedeckung enthalten, wenn wir auch bald einen Fall gleichzeitiger positiver Strandverschiebung und Aussüßung der Wasserbedeckung betrachten werden; da aber die Abtragung zur frühen Serpulitzeit auf gewisse enge Gebiete beschränkt war, so liegt nahe, in diesen relativ stärker gehobene Terrains zu vermuten, und eine solche ungleichmäßige Hebung benachbarter Örtlichkeiten weist immerhin auf Krustenbewegungen neben der allgemeinen Meeresregression hin. Die Annahme solcher liegt aber umso näher, als in einem nicht sehr fernen Gebiete, in Westfalen, die der Ablagerung des

[1]) a. a. O. S. 22 unten.

Serpulit vorangegangene Weißjurazeit sich durch Verfassers Untersuchungen [1]) als eine Zeit intensiver Dislokationserscheinungen erwiesen hat. Haben wir es dort aber mit Schichtenverschiebungen von hunderten bis tausenden von Metern Sprunghöhe zu tun, so sind am Deister bisher jedenfalls nur recht geringe Krustenschwankungen anzunehmen, die wir vielleicht jenen an die Seite stellen können, die nördlich der spätjurassischen Hauptabsenkungzone Westfalens gewissermaßen als deren schwache Begleiterscheinungen die Veranlassung zur späteren transgredierenden Lagerung des Wealden in engumgrenzten Gebieten gaben [2]). Inwieweit nun auch im Deistergebiete diese jungjurassischen Krustenschwankungen schon von Verwerfungen begleitet gewesen sind, muß durch weitere Untersuchungen entschieden werden.

Die Brackwasserfauna des Serpulit besitzt gegenüber den Brackwasserfaunen der nächstälteren Schichtglieder zweifellos ein stärker marines Gepräge [3]) (*Ostrea*, *Pecten*, *Gervillia*, *Modiola*, auch *Belemnites* nach v. KOENEN, neben Cyrenen, Melanien, Paudinen, Hydrobien), und dadurch findet das Vorrücken der Meeresbedeckung zur Serpulitzeit, das sich an manchen Orten aus der übergreifenden Lagerung des Serpulit über älteren Schichtgliedern unmittelbar ergibt, auch in anderen Gebieten mit konkordanter Folge der Weißjurasedimente einen gewissen Ausdruck. Wir haben also in der zur Ausbildung des „limnischen" [4]) Wealden führenden Aussüßung des Jurameeres im Serpulit eine kurze rückläufige Phase, und diese scheint durch Krustenbewegungen bedingt oder wenigstens mitbedingt zu sein; während aber hier mit dem Vorrücken der Wasserbedeckung eine Zunahme der marinen Faunenelemente Hand in Hand geht, findet sich nun bei der nachfolgenden Transgression des Wealden der umgekehrte Fall, daß die Wasserbedeckung unter gleichzeitig erfolgender Aussüßung Terrain gewinnt.

---

[1]) STILLE, Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoikum des Egge-Gebirges. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1902 S. 296—322. — Derselbe, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura uud der Kreide Westfalens. Ebenda, f. 1905, S. 103—125.

[2]) STILLE, Jahrb. d. Pr. L.-A. f. 1905, S. 116.

[3]) v. KOENEN, Über das Alter des norddeutschen Wäldertons (Wealden). Nachrichten K. Ges. Wiss. Göttingen. Math. physik. Kl. 1899, S. 313; s. auch KAYSER, Formationskunde. 2. Aufl. S. 368.

[4]) Die Bezeichnung „limnisch" ist wenigstens für manche Partien des Wealden nur mit gewisser Reserve zu verwenden, nachdem u. a. Austern (DENCKMANN, N. Jahrb. f. Min. 1890, 2. S. 98) und Cucullaeen (STRUCKMANN, Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1889 S. 68) in ihm nachgewiesen worden sind.

Die Transgression des Serpulit ist die erste jener Strandverschiebungen, die auf die Wiedergewinnung der in später Jurazeit durch Krustenbewegungen verloren gegangenen Terrains hinzielen; ihr folgen die Transgressionen des Wealden, des Neocom und noch jüngere, denen allen die gleiche Tendenz zu Grunde zu liegen scheint, und es muß späteren Forschungen vorbehalten bleiben, die jeweilig okkupierten Terrains, soweit noch angängig, abzugrenzen. Ein kleiner Anfang ist damit von Verf. durch eine Zoneneinteilung des niedersächsischen Hügellandes[1]) nach den Lagerungsformen von Neocom und Cenoman im 26. Bande des Jahrbuches der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt S. 119 gemacht worden. Von Interesse für die jetzigen Ausführungen ist die Zone I jener Einteilung, die das Gebiet der konkordanten Lagerung des Neocom über Wealden umfaßt; sie enthält damit nicht nur diejenigen Terrains, in denen lückenlos durch Jura und Kreide bis zum Senon Sedimentationen erfolgten, sondern auch diejenigen mit Schichtlücken im Liegenden von Serpulit oder Wealden, in denen das Neocom dann allerdings wieder konkordant auftritt, und so werden wir hier noch weiter gliedern müssen in:

1. Gebiete konkordanter Lagerung von Neocom, Wealden und Serpulit (keine Unterbrechung der Wasserbedeckung zur jüngsten Jurazeit zu erkennen); z. B. westlicher Deister, Bückeberge, Weserkette.

2. Gebiete konkordanter Lagerung von Neocom und Wealden und diskordanter von Serpulit (Wiederüberflutung zur Serpulitzeit); z. B. Bennigsen, Völksen, Osterwald z. T., einzelne Lokalitäten westlich der Ems[2]).

3. Gebiete konkordanter Lagerung von Neocom und diskordanter von Wealden unter Ausfall des Serpulit (Wiederüberflutung zur Wealdenzeit); z. B. Sehnde[3]), Borgloh-Ösede[4]), einzelne Lokalitäten westlich der Ems.[2])

---

[1]) Unter dieser Bezeichnung fasse ich die Hügelzüge nördlich des Harzes, das hannoversche Bergland und das westfälische nördlich des Schiefergebirges zusammen und vermeide dabei die von anderer Seite dafür gebrauchte Bezeichnung „subhercynisches Bergland“ wegen der Möglichkeit der Verwechslung mit dem nur einen Teil des ganzen bildenden, vielfach als „subhercynisch“ bezeichneten nördlichen Vorlande des Harzes.

[2]) G. Müller. Die Lagerungsverhältnisse der Unteren Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1903, S. 184 ff.

[3]) Denckmann. N. Jahrb. f. Min. 1890, II, S. 97.

[4]) Gagel. Beiträge zur Kenntnis des Wealden in der Gegend von Borgloh-Ösede. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1893, S. 171.

Diesen reihen sich:

4. Gebiete übergreifender Lagerung des Neocom (Wiederüberflutung zur Neocomzeit) an. Hierher Zone II und III der Darstellung a. a. O., z. B. südlicher Teutoburger Wald, Gronauer Kreidemulde, Subherzynisches Kreidegebirge.

Es ergeben sich aber bei Abtrennnng der Gebiete 1, 2 und 3 wesentlich kompliziertere Grenzen, als z. B. bei der Einteilung des ganzen Terrains nach den großen Transgressionen des Neocom und Cenoman; denn der Angriff dieser richtete sich ausschließlich oder doch fast ausschließlich gegen ein südlich liegendes Festlandsgebiet, wobei sich in den einzelnen Phasen einigermaßen einfache ost-westliche Überflutungsgrenzen ergaben, während die vorangehenden Transgressionen neben dem Angriffe nach Süden noch hier und da kleinere Erhebungen im Nordgebiete auszugleichen hatten; nach einer früher schon herangezogenen Mitteilung von HOYER[1]) über die übergreifende Lagerung des Neocom von Limmer bei Hannover mag vielleicht die Einebnung des Nordterrains selbst in der Neocomzeit noch fortgedauert haben.

Es finden sich nun bei Völksen nicht nur im Völkser Konglomerate, sondern, wie schon gesagt wurde, auch in vielen höheren Bänken des Serpulit Kalkgerölle, die im allgemeinen zwar stärker abgerollt und dabei namentlich viel platter sind; sie sind die Abtragungsprodukte kalkiger Schichten in etwas ferner liegenden Gebieten, die erst später unter Wasserbedeckung kamen. Von Interesse erscheint nun ferner, daß sich am Dah-Berge zwischen Bennigsen und Völksen kleine Geröllchen von Kieselschiefer und Gangquarz in höheren Schichten des Serpulit nachweisen ließen, die später im Wealden sowohl am Deister, als auch bei Sehnde, am Osterwalde, Teutoburger Walde, den Bückebergen u. a. O. eine gewisse Bedeutung gewinnen. Es erhebt sich die Frage, wo bereits zu so alter Zeit paläozoische Gesteine, wie Kieselschiefer oder kieselschieferführende Konglomerate permischen Alters, der Abtragung zugänglich waren und erst nach der Serpulitzeit oder, wie wir bei der ziemlich weiten Verbreitung gleicher Gerölle im Wealden gleich sagen dürfen, nach der Wealdenzeit von neuem unter Sedimenten begraben wurden.

Das heutige hannoversche und angrenzende Bergland muß als Ursprungsgebiet der paläozoischen Gerölle ausgeschlossen erscheinen, da hier die Untere Kreide, soweit sie nicht konkordant liegt, über Jura und Trias, nirgends aber über

---

[1]) Geologische Verhältnisse der Umgebung von Sehnde. Diese Zeitschr. 1902, S. 105.

Paläozoikum transgrediert, und da z. B. auch im Harzgebiete, wie wir nicht allein aus der Unterkante des Neocom in der Nachbarschaft, sondern auch aus dem Fehlen jeglichen paläozoischen Gerölles in den konglomeratischen Bildungen der Unteren Kreide schließen dürfen, zu damaliger Zeit sicher noch keine paläozoischen Schichten zu Tage traten[1]; das ganze anschließende Triasgebiet ist natürlich von vornherein schon als Ursprungsgebiet ausgeschlossen und ebenso das Flachlandsgebiet weiter nördlich, soweit wir durch Bohrungen über seinen tieferen Untergrund unterrichtet sind. Wohl aber haben in einem anderen nicht sehr fernen Terrain, im heutigen Westfalen, gewaltige Dislokationen in später Jurazeit ein ausgedehntes Terrain einer tiefgehenden Schichtenabtragung zugänglich gemacht; hier liegen heute die Kreideschichten weithin über paläozoischem Gebirge, das also auch schon vor ihrer Ablagerung Geröllmaterial geliefert haben kann, und hier ist, falls wir nicht in allzu weite Fernen schweifen wollen, das Terrain zu suchen, aus dem die paläozoischen Geröllchen des Serpulit stammen mögen. Immerhin hätten sie gegenüber den jurassischen Kalkgeröllen einen recht weiten Weg zurückgelegt, worauf auch ihre trotz der bedeutenden Widerstandsfähigkeit des Materiales sehr geringe Größe hinweist.

Zusammenfassung.

1. Am Süllberge bei Bennigsen wenig nördlich vom Ostende des kleinen Deister-Gebirges überdeckt der Serpulit, das oberste Glied des Weißen Jura, den Braunen Jura unter Verhältnissen, die von vornherein weit eher auf übergreifende Lagerung, als auf trennende Dislokationen schließen lassen.

2. Weiter südlich wird bei Völksen am Ostende des Deisters der Korallenoolith von Schichten, die schon zum Serpulit gehören, durch eine 0,30 – 4 m mächtige Geröllbildung, das Völkser Konglomerat, getrennt, in der schon Wunstorf Fossilien des Korallenoolith und Kimmeridge auf sekundärer Lagerstätte nachweisen konnte.

3. Dieses Völkser Konglomerat muß natürlich jünger sein, als die in ihm aufgearbeitet vorliegenden Schichten, und könnte danach von vornherein die verschiedensten Horizonte zwischen jüngerem Kimmeridge und Serpulit vertreten; nun steht es aber mit seinen hangenden Schichten, dem Serpulit, in einer gewissen petrographischen Verknüpfung, und auch aus anderen Gründen liegt es außerordentlich nahe, in ihm das Basalkonglo-

---

[1]) Erst im Senon erscheinen bekanntlich zuerst paläozoischen Schichten entstammende Gerölle.

merat des auch in höheren Schichten konglomeratisch entwickelten, transgredierenden Serpulit zu erblicken. Gegenüber dieser mit allen bisherigen Beobachtungen in Übereinstimmung befindlichen Auffassung sind anderweitige Deutungen des Völkser Konglomerates recht unwahrscheinlich. Unter allen Umständen bleibt aber die übergreifende Lagerung des obersten Weißen Jura bestehen.

4. Bei Völksen fehlen in unserer Auffassung außer einem Teile des Oberen Korallenoolith der Kimmeridge, die Gigas-Schichten, Eimbeckhäuser Plattenkalke und Münder Mergel, und die Angaben älterer Autoren über das Vorkommen dieser Schichten sind nicht aufrecht zu erhalten.

5. Die z. T. nur wenig abgerollten, auf sekundärer Lagerstätte befindlichen Fossilien im Völkser Konglomerate setzen ein nicht sehr fern gelegenes Gebiet voraus, in dem eine Abtragung von Korallenoolith und Kimmeridge während der Entstehung des Konglomerates erfolgte, und das also heute etwa die bei Bennigsen zu beobachtenden Verhältnisse — Serpulit über Schichten, die älter sind als Korallenoolith unter Ausfall aller Zwischenschichten — zeigen müßte. Gewisse Gebiete nördlich und westlich Völksen, in denen heute noch Korallenoolith und Kimmeridge unversehrt erhalten sind, kommen als Ursprungsort der Gerölle nicht in Frage; in dem Falle übergreifender Lagerung des Serpulit bei Bennigsen läge der Schluß aber sehr nahe, daß gerade von dort wenigstens ein Teil des Materiales der Konglomerate stammen möchte.

6. Gestützt darauf, daß

a) nach den örtlichen Verhältnissen am Süllberge die übergreifende Lagerung des Serpulit über Braunem Jura in hohem Grade wahrscheinlicher ist, als eine Dislokation zwischen den beiden Schichtengliedern,

b) auch in einem nahegelegenen Gebiete der Serpulit transgredierend über älteren Schichten unter Ausfall sonst recht mächtiger Schichtenkomplexe auftritt,

c) die Verhältnisse bei Völksen geradezu nahbenachbarte Gebiete etwa von der heutigen Beschaffenheit desjenigen von Bennigsen mit Notwendigkeit voraussetzen

glaubt Verfasser, auch die Verhältnisse bei Bennigsen durch übergreifende Lagerung des Serpulit über Braunem Jura erklären zu dürfen,

7. Nach unserer Auffassung erfolgte zur Zeit der Sedimentation des Völkser Konglomerates im Gebiete des heutigen Süllberg noch Schichtenabtragung, und damit wären die tiefsten

Lagen des Serpulit hier und dort, wie überhaupt vielfach die Basalschichten transgredierender Schichtenkomplexe, nicht völlig gleichaltrig.

8. Auch die von Wunstorf vom Osterwalde unfern des Deisters beschriebenen Mächtigkeitsreduktionen des Oberen Jura dürften durch übergreifende Lagerung des Serpulit über älterem Weißem Jura unter Ausfall von Schichtenkomplexen, die wenig weiter nordwestlich 200—300 m Mächtigkeit erreichen, ihre Deutung finden.

9. Am Deister und in seinem Nachbargebiete stehen sich bisher nachfolgende Profile gegenüber; in ihnen sind die Schichtlücken durch senkrechte Linien bezeichnet.

Mittlerer und nordwestlicher Deister, nordwestlicher Osterwald.	südöstlicher Osterwald.	Völksen.	Bennigsen.
Serpulit	Serpulit	Serpulit (Völkser Kongl.)	Serpulit
Münder Mergel			
Eimbeckhäuser Plattenkalke			
Gigas-Schichten			
Kimmeridge	Kimmeridge		
Korallenoolith	Korallenoolith	Korallenoolith	
Heersumer Schichten	Heersum. Sch.	Heersum. Sch.	
Brauner Jura	Braun. Jura	Braun. Jura.	Braun. Jura.

10. Die vor und zur Serpulitzeit erfolgte Abtragung älterer Weißjuraschichten setzt deren vorherige Hebung in den Bereich der Denudation voraus, die außer durch die allgemeine Meeresregression der jüngsten Jurazeit durch Krustenbewegungen bewirkt wurde. Wir kommen damit im Deistergebiete zu — nach bisheriger Kenntnis allerdings nur unbedeutenden — tektonischen Vorgängen in annähernd derselben Zeit, in der im Gebiete des heutigen Westfalen nach Verfassers früheren Untersuchungen sehr intensive Schollenverschiebungen eingetreten sind.

11. Mit der positiven Strandverschiebung zur Serpulitzeit geht eine Zunahme des marinen Fauneneharakters der Sedimente gegenüber den liegenden Schichten Hand in Hand. Die Serpulitzeit bedeutet in der zur jüngsten Jurazeit erfolgenden Aussüßung des Jurameeres, die endlich zur Ausbildung des „limnischen" Wealden führt, eine kurze rückläufige Phase.

12. Das bei früherer Gelegenheit im niedersächsischen Hügellande genauer umgrenzte Gebiet konkordanter Lagerungsform des Neocom bedarf einer weiteren Gliederung in

a) solche Gebiete, die im Ausgange der Jurazeit ununterbrochen unter Wasserbedeckung blieben (westlicher Deister, Bückeberge, Weserkette),
b) solche, die nach kurzer Festlandsperiode zur Serpulitzeit wieder überflutet worden waren (Bennigsen, Völksen, Osterwald z. T., Gebiet westlich der Ems z. T.),
c) solche, die zur Wealdenzeit wieder unter Wasserbedeckung gekommen waren (Sehnde, Borgloh-Oesede, Gebiet westlich der Ems z. T.).

13. Die Transgressionen des Serpulit und Wealden sind die Vorläufer der großen Transgressionen des Neocom und Cenoman; allen liegt die Tendenz der Wiedergewinnung der durch spätjurassische Krustenbewegungen der Wasserbedeckung verloren gegangenen Terrains zu Grunde. Während aber die späteren Transgressionen ihren Hauptangriff gegen das südlich liegende zusammenhängende Festlandsgebiet richteten, hatten die älteren daneben noch im nördlich davon liegenden Gebiete kleinere, als Inseln aus der Wasserbedeckung herausragende Partien einzuebnen.

14. Die im norddeutschen Wealden eine ziemliche Verbreitung besitzenden Gerölle paläozoischer Gesteine ließen sich bei Völksen ganz vereinzelt bereits im Serpulit nachweisen; mit gewisser Wahrscheinlichkeit ist anzunehmen, daß sie dem früher geschilderten spätjurassischen bis altcretaceischen Festlandssockel im Gebiete des heutigen Westfalen etc. entstammen, in dem jetzt die Kreide weithin diskordant über Paläozoikum liegt.

---

38. Über Petroleumbildung.

Von Herrn Ferd. Hornung.

Leipzig-K. Z., den 16. Dezember 1905.

Die Frage, wo und wie unsere fossilen Kohlenwasserstoffe entstanden sind, gehört zu denjenigen, deren definitive Beantwortung einstweilen noch aussteht. Der Grund hiervon ist leicht zu erkennen: in ihren technisch wichtigsten Vorkommen, gerade in denjenigen also, welche am meisten das allgemeine Interesse erregen, treten uns diese Stoffe als bedeutende Flüssigkeitsansammlungen entgegen, von denen man sich sofort selber sagen muß, daß sie sich nicht auf primärer Lagerstätte, sondern dort befinden, wohin sie der hydrostatische Druck trieb; vor allem also dort, wo sie Platz fanden. Und in gerechter Würdigung der hier ins Spiel kommenden physikalischen Gesetze muß man

es auch für an sich recht belanglos ansehen, wenn Petroleum gelegentlich in fossilreichen Gesteinen oder gar in den Hohlräumen von Versteinerungen vorkommt. Kann es zwar hier entstanden sein, so liegt doch nicht weniger die Möglichkeit vor, daß es erst hierher geflossen ist, und das ganz besonders in dem so oft zitierten letzteren Falle. Tierleiber bestehen nämlich zum allergrößten Teile, zu 70 und mehr Prozenten in der Regel, aus Wasser, demnächst aus noch manchen anderen Stoffen, die für die Petroleumbildung ebensowenig in Betracht kommen, und erst ein Rest, besonders das Fett, kann in Kohlenwasserstoffe übergehen; aber auch dann nur zum Teile, keineswegs mit einer Ausbeute von 100 Prozent der in Aktion getretenen Substanz. Finden wir daher Tierschalen voll von Petroleum, so dürfen wir sicher sein, daß es seiner weit überwiegenden Hauptmenge nach von außerhalb gekommen ist.

So ist man denn auch auf die Idee gekommen, das Petroleum sei überhaupt nicht organischen Ursprunges, sondern sei ein Erzeugnis des Erdinnern, hervorgegangen aus der Zersetzung von Metallcarbiden.

Aber auf die Frage, wodurch sich denn das Dasein der Metallcarbide manifestiere, lautet die Antwort: Weil das Petroleum durch sie gebildet ist. Das ist der Trugschluß der Diallele, in dessen Aufbau die Metallcarbide keine andere Rolle spielen, als ihn zu ermöglichen und zugleich zu verdecken. Der Satz sagt nur, daß das Petroleum im Erdinneren entstanden ist, weil es im Erdinneren entstanden ist. —

Die in fließenden Quantitäten vorhandenen Kohlenwasserstoffe kommen also für die Ergründung ihrer Entstehung nicht in Betracht. Desto geeigneter für diesen Zweck sind jene, welche an ihrem Entstehungsorte blieben, mögen sie hier auch inzwischen Umsetzungen unterlegen haben, die ihre Petroleumqualität mehr oder weniger verwischten.

Eine Kohlenwasserstofflagerstätte, welche gerade diese Bedingungen erfüllt und außerdem noch unter mancherlei besonderen Umständen auftritt, durch welche sich Irrtümer von vornherein ausgeschlossen erweisen, denen man anderwärts wohl nur selten entginge, ist die Zechsteinformation des südlichen und östlichen Harzrandes.

Die überwiegende Hauptmenge [1]) der hier aufgespeicherten Kohlenwasserstoffe — gegenwärtig hauptsächlich festes Bitumen — ist zweifellos authigen. Die unterlagernden Gesteine, Rotliegendes und ältere Gesteine, hatten unmittelbar vor dem Eintritte der

[1]) Nicht authigen sind die Erdpechkörner, welche im Kupferschiefer stellenweis vorkommen. Vielleicht sind sie Harzkörnchen, also ge-

Zechsteinperiode einen sonderbaren Umwandlungsprozeß erduldet, welch letzteren keineswegs unbedeutendste Wirkung eine tiefgreifende, energische Oxydation war.[1])

Von dort unten konnten also keine Kohlenwasserstoffe ausgegangen sein; nicht blos ursprünglich, sondern sogar nicht einmal durch diese Schichten hindurch, denn sonst hätten sie wohl in diesen, was das Rotliegende betrifft, sehr porösen Gesteinen ihren Aufenthalt genommen, statt in die weit dichteren, undurchlässigeren Ablagerungen des Kupferschiefers etc. hineinzutreten.

Das Zechsteinbitumen ist also weder älter als die Zechsteinformation, noch ist es von unten gekommen.

Über der Zechsteinformation wiederum liegt der Buntsandstein, von welchem sich rücksichtlich der uns interessierenden Verhältnisse genau das Gleiche sagen läßt, wie vom Rotliegenden. Auch er zeugt mit seinen teils bleichen, teils rotgefärbten Schichten von einem Oxydationsvorgange, der keine Kohlenwasserstoffe geduldet hätte; und selber stark porös, hätte er sicherlich solche selber aufbewahrt, wären sie nach seiner Ablagerung von oben gekommen — aus dem Muschelkalke etwa — statt sie restlos durch sich hindurch in die unterlagernden, weit dichteren Gesteine hinuntertreten zu lassen.

Das Zechsteinbitumen ist also auch nicht jünger als die Zechsteinformation; es muß also in dieser Formation entstanden sein.

Mit dieser Erkenntnis befinden wir uns jetzt auf einer durchaus sicheren Basis; eine eingehende Prüfung aller irgend in Betracht kommenden Verhältnisse von hier aus wird also keinerlei unübersteigbare Hindernisse mehr darbieten können.

Sehen wir uns nun zunächst nach der ältesten Lagerstätte des Zechsteinbitumens um, so finden wir sie im Kupferschiefer, als dem untersten, überall Bitumen führenden und hieran reichsten Gesteine. Da nun dieser Kupferschiefer Fischreste in großer Menge umschließt, so unterliegt es jetzt so wenig, wie schon seit langem irgend welchem Zweifel, daß diese Fische es gewesen sein müssen, aus deren organischer Materie das Bitumen entstand.

Wie konnten nun aber diese Fische erhalten bleiben? Wir besitzen in gar mannigfaltigen geologischen Formationen gewaltige Ablagerungen aus Meeren, die, wie von anderen Lebewesen, deren Reste uns aufbewahrt werden konnten, so auch von Fischen ge-

---

wissermaßen permischer Bernstein, ebenso eingeschwemmt, wie anderwärts zahllose Bruchstücke von Koniferenzweigen. Über permisches Koniferenharz s. Chr. F. Jasche, Mineralogische Studien. Quedlinburg u. Leipzig, 1838, S. 190 u. ff.

[1]) Verf.. Regionalmetamorphose. Stuttgart; 1902, S. 94.

wimmelt haben müssen. Nicht nur Analogieschlüsse berechtigen uns zu dieser Annahme, sondern auch ganz direkte Beweise hierfür besitzen wir, in gewissen schwer zerstörbaren Überresten, wie Zähnen, Otolithen u. dergl., welche mitunter massenhaft vorkommen, ohne daß von den Leibern ihrer ehemaligen Besitzer im Übrigen auch nur die Spur zu entdecken wäre. Das Vorhandensein der Fischkörper im Kupferschiefer beruht darauf, daß die Fische in Salzlaugen umkamen [1]), deren Giftigkeit zugleich auch alle Kadaververtilger, große, kleine und allerkleinste, vernichtete. So lagen also die Fischleichen in sterilisierten und sterilisierenden Laugen und konnten daher nur der rein chemischen Zersetzung anheimfallen, welcher Prozeß aber erfahrungsgemäß langsam genug verläuft, um unterdessen ihr Eingebettetwerden in das Schiefermaterial zu ermöglichen. Daß das Einbetten nicht allzu schnell vor sich ging, hierfür besitzen wir einen interessanten Beweis. Die Fische zeigen nämlich die Sonderbarkeit, daß sie auf ihrer Unterseite zerstört sind. Es gelingt nie, die Fischsubstanz in der Weise wegzupräparieren, daß man hierdurch einen Hohldruck der jedesmaligen Unterseite bekäme, wie man in dem vom Fische abgesprengten Hangenden den Hohldruck seiner Oberseite hat [2]) Hieraus muß man den Schluß ziehen, daß die Fischleichen erst eine gewisse Zeit ruhig und fest auf dem Boden lagen, bevor sie überschüttet wurden, sodaß sie hier, wo die Zirkulation der umgebenden Salz- und Metalllaugen aufgehoben war, unter Mitwirkung der in ihnen enthaltenen Säfte zwar etwas faulen konnten, nicht aber dort, wo die umgebenden sterilisierenden Laugen freien Zutritt hatten.

Fragen wir nun, welche der in den Fischen vorhandenen organischen Substanzen für die Bildung der Kohlenwassenstoffe oder des Bitumens in Betracht kommen können, so gibt uns die chemische Erfahrung die Antwort, daß wohl so ziemlich alle zu berücksichtigen sein dürften. Der direkteste Weg zu den Kohlenwasserstoffen geht über die sog. Fettsäuren. Diese sind am reichlichsten und verhältnismäßig leicht daraus loslösbar im Tran enthalten, der bekanntlich aus den Glyceriden dieser Säuren besteht. Aber auch die stickstoffhaltigen Bestandteile der Tiere, Albumin etc., haben die Eigenschaft, bei verschiedenen Zersetzungen beträchtliche Mengen von Fettsäuren zu liefern.

So einfach diese Vorgänge, oberflächlich betrachtet, nun aber

---

[1]) In jenen Laugen nämlich, welche bis dahin die prä-zechsteinischen Gesteine umgewandelt hatten. Verf., a. a. O. S. 103 u. ff.

[2]) E. F. Germar, die Versteinerungen des Mansfelder Kupferschiefers. Halle, 1840, S. 5. Was Germar hier aus dem ostharzer Kupferschiefer bekannt gibt, kann ich für den südharzer bestätigen.

auch aussehen mögen, so verlangen sie doch die eingehendste Berücksichtigung mancherlei scheinbar nebensächlicher Umstände, wenn ihr Bild nicht bedenklich lückenhaft und verschwommen erscheinen soll. Z. B. ist es wohl allgemein bekannt, wie leicht und in wie großen Quantitäten sich der Tran über manchen eingesalzenen Fischen ansammelt. In dieser Weise abgesonderter Tran würde trotz all seiner Fülle unter ähnlichen Bedingungen in der Natur wohl nie ein Gramm Petroleum oder Bitumen zu liefern imstande sein: infolge seines geringeren spezifischen Gewichtes aufgestiegen, würde er bald, irgendwo auf den Strand geworfen, unter den vereinten Angriffen von Luftsauerstoff, Feuchtigkeit, Wärme und Licht total zersetzt, d. h. zu Wasser und Kohlensäure werden. Dem Eingebettetwerden wäre er natürlich schon von vornherein entgangen.

Aber die Kadaver der Zechsteinganoiden lagen eben nicht, wie unsere eingesalzenen Heringe, in Chlornatriumlösung, sondern in Salzlaugen im weiteren Sinne, nämlich in einer Flüssigkeit, welche u. a. auch beträchtliche Mengen von Kalk- und Magnesiasalzen gelöst enthielt. Kalk und Magnesia haben nun die hier sehr wichtige Eigenschaft, mit den höheren Homologen der Fettsäurereihe — und diese kommen hier hauptsächlich in Frage — schwer, ja, im alltäglichen Sinne unlösliche Salze zu bilden. Hierzu ist freilich erforderlich, daß die Glyceride zersetzt werden, daß also jene Säuren aus ihrer Verbindung mit Glycerin, die eben den Tran bildet, freigemacht werden.

In Berücksichtigung der Schwerlöslichkeit der fettsauren Kalk- oder Magnesiasalze muß man es für möglich, sogar für wahrscheinlich halten, daß letztere durch Umsetzung der in den Laugen vorhandenen betreffenden Chloride etc. mit den Fetten entstehen, falls Zeit genug zur Verfügung steht, wie es ja hier der Fall ist. Es gibt aber außer diesem, immerhin etwas problematischen, noch einen anderen, zwar indirekten, aber wohlbekannten und weit schneller zum Ziele führenden Weg.

Fette, von sich zersetzenden, feuchten, stickstoffreichen organischen Substanzen umgeben, werden durch die hierbei gebildeten alkalischen Stoffe, wie Ammoniak und andere, schnell, schon innerhalb weniger Monate, zerlegt unter Bildung des sog. Leichenfettes oder Fettwachses, einer in der Hauptsache aus Ammoniak- und anderen Salzen der Fettsäuren bestehenden Masse, einer „Seife“ also. Eine solche besitzt nun allerdings in höchstem Maße die Befähigung, sich mit löslichen Kalk- oder Magnesiasalzen zu deren „Seifen“ umzusetzen, z. B. jenen dicken, weißen Niederschlag zu bilden, den jeder kennt, der einmal Seifenwasser in Meerwasser gegossen, oder den Versuch gemacht hat, sich

mit Meerwasser und Seife zu waschen. — Daß im Kupferschieferbecken auch Kupfer- und andere Schwermetallseifen entstehen konnten, da sie ebenso schwerlöslich sind, wie jene der alkalischen Erden, sei nebenher bemerkt.[1])

Man wird sich nun diese Kalk- etc-. Seifenbildung natürlich nicht in jener sauberen Reihenfolge zweier wohlgetrennter „Fabrikationsstadien" vorstellen dürfen, in der sie hier der Übersichtlichkeit wegen aufgeführt wurden, sondern wird sie wohl besser als ein aus vielen derartigen, an jedem einzelnen Fettmoleküle verlaufenen Doppelprozessen zusammengesetztes einheitliches Geschehen auffassen, mit dem Endergebnisse, daß die Fischkörper, so weit sie die hierzu geeigneten Substanzen enthielten, in den Laugen des Kupferschieferbeckens zu Kalk- und Magnesiaseife wurden. Wie schon angeführt, nicht allein rücksichtlich ihres Trangehaltes, sondern auch mit einer beträchtlichen Beteiligung ihrer Albumin- etc. Verbindungen — wenn wir den Begriff „Seife" nicht zu eng zu fassen brauchen.

Wir haben also jetzt die Fische in Form unlöslicher oder schwerlöslicher und an sich recht beständiger chemischer Verbindungen: als Salze organischer Säuren. Es wird nunmehr die Frage zu beantworten sein, wie aus denselben Kohlenwasserstoffe werden konnten.

Im Laboratorium gibt es hierfür ein sehr einfaches, kurzes Verfahren: starkes Erhitzen! Der innere Vorgang hierbei ist zwar weit davon entfernt, eine einfache Spaltung „geradeauf" zu sein, es entstehen neben den Kohlenwasserstoffen und den kohlensauren Oxyden auch noch recht beträchtliche Mengen sauerstoffhaltiger Kohlenstoff-Wasserstoffverbindungen; und es sei hinzugefügt, daß man ähnliche Produkte erhält — ähnliche insofern, als auch Kohlenwasserstoffe darunter sind — wenn man die Glyceride selber, statt der fettsauren Oxyde erhitzt. — Gerade letztere Reaktion, obgleich sie wahrscheinlich am allerwenigsten in Frage kommt gemäß des Obigen, scheint die Ursache zu sein, daß man noch immer besondere Wärmeaktionen als conditio sine qua non für

---

[1]) Auf solche Art kann das Kupfer in jene Fischkadaver hineingekommen sein, welche sich heute als Vererzungen präsentieren. Diese Vererzungen haben nämlich etwas sozusagen Individuelles an sich: manche Fische sind vererzt, und dieses wiederum in verschiedenem Maße; andere sind es nicht, sind nur Bitumen. Hiernach möchte man den Beginn des Vorgangs in eine Zeit zurückverlegen, zu der noch nicht Fischkadaver schlechthin Fischkadaver war, sondern zu der noch osmotische u. dergl. Prozesse den Metallsalzen gegenüber zur Geltung kommen konnten, bedingt durch individuelle Besonderheiten und Schicksale; Bedingungen subtilerer Art, welche sich allerdings je länger hin, desto weniger geltend machen mochten.

die Petroleumbildung annehmen zu müssen glaubt. Diese Meinung verlangt daher ebenfalls Beachtung und Nachprüfung.

Die eventuell in Betracht kommenden Wärmequellen wären dreierlei: die vulkanische Hitze; die geothermale Wärme größerer Tiefen unserer Erdrinde; die Wärme, welche durch geotektonische Veränderungen als Äquivalent verschwindender mechanischer Energiebetätigung in der Erdrinde entstehen kann. Andere, sehr lokalisierte, z. B. heiße Quellen, Erdbrände u. dergl. kommen nach Lage der Verhältnisse wohl von vornherein nicht in Frage, brauchen also nicht untersucht zu werden.

Die erste Wärmequelle, die vulkanische, könnte dem Fernerstehenden diskutierbar erscheinen. Hie und da, am äußersten Ostrande des Harzes sowohl, wie am südlichen Mittelharze zwischen Herrmannsacker und Zorge, wird die Zechsteinformation tatsächlich von vulkanischen Gesteinen unterlagert, dort vom Melaphyr, hier vom Porphyrit besonders. Man hätte also nur anzunehmen, daß diese Gesteine Lagergänge zechsteinischen oder jüngeren Alters bilden, etwa so, wie dem Harzer Diabas für dessen Zeit noch hie und da imputiert wird, und die Sache wäre so weit in Ordnung. Indessen, dieser Annahme stände zunächst die Tatsache entgegen, daß jene Eruptivgesteine für gewisse Stufen des Rotliegenden klastisches Material lieferten, also älter sein müssen, als letztere; und da sie hiermit nun allerdings auch zugleich weit älter sind als die Zechsteinformation, können sie also diese unmöglich durchheizt haben. Sodann läge die Möglichkeit solches Vorganges für ein an sich zwar nicht unbedeutendes, rücksichtlich des Ganzen aber doch nur recht beschränktes Gebiet vor: nach vielen Meilen zu messende Zechsteinreviere am Harze, wie am Kyffhäuser und anderwärts haben auch nicht die entferntesten Beziehungen zu Eruptivgesteinen, ohne daß der Bitumengehalt ihrer Sedimente deswegen ein anderer wäre. — Diese erste Wärmequelle scheidet also aus.

Was, zweitens, geothermische Wärmeäußerungen betrifft, so hätten solche zur notwendigen Voraussetzung, daß ihr Wirkungsobjekt irgendwann einmal beträchtlich hoch von anderen Gesteinen überdeckt gewesen wäre. Wir haben also zu untersuchen, ob die bituminösen Zechsteinglieder am Harze jemals unter einer so hohen Gesteinsbedeckung gewesen sein können, daß hierdurch die geforderten Bedingungen erfüllt gewesen wären.

Zunächst ist zuzugestehen, daß die obere Zechsteinformation nebst Buntsandstein durch gewaltige Salzablagerungen über weite Gebiete hin allein schon mächtig genug sind, daß man ihnen jene Funktion gewiß zutrauen könnte. Also: könnten die Steinsalzlager am und über dem Harze jemals so mächtig entwickelt

gewesen sein, wie unter einem großen Teile der norddeutschen Tiefebene, so wäre jene Bedingung auch für den Harz erfüllt.

So gewagt im ersten Anblicke Untersuchungen auch aussehen mögen, welche die Entscheidung darüber bringen sollen, ob jetzt tatsächlich nicht vorhandene Formationen oder Formationsglieder von jeher fehlten, oder nur beseitigt sind: ganz ohne jede Grundlage brauchen auch sie wohl nur selten in Angriff genommen zu werden. — Wie ich in den oben zitierten Abhandlungen nachgewiesen zu haben glaube, bildete der Harz, resp. dasjenige Territorium, welches heute als Harzgebirge aufragt, teilweis vom Rotliegenden bedeckt, vor dem Eintritte der Zechsteinperiode, wie alles weitherum, eine mit Salzsümpfen überdeckte Wüste. Beim Einbruche des Zechsteinmeeres machte sich hier eine gewisse Aufgewölbtheit dadurch geltend, daß die erste Überschüttung, das Zechsteinkonglomerat oder das Weißliegende, am Südwestharze eine andere Ausbildung empfing, als weiter östlich. Aber auch noch der Kupferschiefer, obschon ein Gebilde von weit größerer durchschnittlicher Gleichmäßigkeit, zeigt — abgesehen von den a. a. O. diskutierten Verschiedenartigkeiten seiner Erzführung, die uns hier nicht weiter interessieren — mancherlei petrographische Nüancen, und stellenweise, wie z. B. bei Lauterberg, fehlt er ganz, und zwar nicht, wie östlich von Sandersleben, infolge stattgehabter Verdrückung, sondern wegen nicht erfolgter Ablagerung. Ebenso dürfte er an den wenigen Stellen des Nordrandes des Harzes, welche die hangenderen Glieder der Zechsteinformation zeigen, ihn aber nicht, von Anbeginn an fehlen. — Über ihm — und eventuell auch ohne ihn — bauen sich nun am West-, Süd- und Ostharze die jüngeren Zechsteinablagerungen in bemerkenswerter Konkordanz auf, wenn auch mit mancherlei petrographischen Abweichungen und Abweichungen in ihren relativen Mächtigkeiten. Besonders bemerkenswert ist eine Faziesveränderung in der Gegend von Nordhausen, wo, im Gegensatze zu den östlicheren Gebieten des versteinerungsleeren Stinksteins, ein Versteinerungen führender Dolomit auftritt und von hier aus westlich der harzer Zechsteinformation ein mitunter recht auffallendes anderes Gepräge erteilt. Von den zahlreichen geringeren Verschiedenheiten mehr lokaler Natur verdienen die oolithischen Gesteine Erwähnung, die bei Herzberg vorkommen. All dieses zeigt, daß das Harzterritorium allenthalben, in seiner ganzen Ausdehnung Differenzen entstehen ließ und zur Zechsteinzeit daher sicherlich kein Teil eines einzigen, großen, gleichförmig hingedehnten Ozeanbodens war. Trotzdem verdient es volle Berücksichtigung, daß sich, abgesehen vom Weißliegenden und vielleicht den Oolithen, mit einiger Berechtigung als Strandbildungen

anzusprechende Ablagerungen in der harzer Zechsteinformation sonst nicht finden. Es ist daher wahrscheinlich, daß der ganze Harz einstmals von der Zechsteinformation, wenn auch nur von den jüngsten Gliedern derselben, bedeckt war.

Aber das Steinsalzlager war hier nicht dabei. Derartig mächtige Bildungen, wie dieses, können, sobald sie einmal eingebettet sind, nicht oberflächenparallel wieder weggewaschen werden. Ihre Abtragung ist nicht anders denkbar, als daß sie von Klüften oder sonstigen Undichtheiten des Hangenden oder Liegenden ihren Anfang nimmt und von solchen aus weiter fortschreitet. Die unausbleiblichen Folgen hiervon sind Einstürze des Hangenden. Nun aber liegt die Buntsandsteinformation am Südharze im allgemeinen ziemlich wohlerhalten und wenig gestört über den Gyps- und Anhydritlagern, sodaß der Gedanke, hier könne einmal ein Salzlager, von nennenswerten Dimensionen wenigstens, weggelöst sein, wohl kaum aufkommen kann. Von der Form, in welcher das Steinsalz hier aufzutreten pflegte, besitzen wir außerdem eine genaue Kenntnis. In den ostharzer Kupferschieferrevieren ist man im Grubenbetriebe schon weit genug vom Harze weg und in die Tiefe vorgedrungen, um gelegentlich mit dem Steinsalze unmittelbare Bekanntschaft machen zu können. An den betreffenden Stellen, wo dieses geschah, traf man das Steinsalz nun nicht etwa als Anteil eines Hauptlagers an, sondern fand es in einzelnen, stockartig in Gyps eingebetteten Massen vor. Mehrfach sind dort unter den gleichen geologischen Nebenumständen auch mit Salzwasser gefüllte Hohlräume, sog. Schlotten angetroffen, von denen es somit kaum zweifelhaft sein kann, daß sie in ihrem Ursprunge auf Salzstöcke von genau derselben Art, wie jene erwähnten, zurückzuführen sind. Wir haben also hier an der östlichen Harzabdachung eine ganz besondere Fazies der Steinsalzausscheidung; den geographischen Verhältnissen nach also eine Littoralfazies derselben. Und da man nun auch südlich am Harzrande hin Schlotten und solchen zu verdankende Erdfälle in sehr großer Anzahl antrifft, von denen sicher nicht wenige auf weggelöste Steinsalzstöcke zurückzuführen sein dürften, so viele auch außerdem allein durch Weglösung des Gypses entstanden sein mögen. so folgt hieraus, daß das Harzareal zur Steinsalzzeit eine Untiefe war, wo das gewaltige Hauptflöz eben nicht entstand.

Ohne letzteres ist aber die Zechsteinformation nicht mächtig genug um nennenswerte geothermische Temperaturerhöhungen unterhalb seiner selbst entstehen lassen zu können; auch die Hinzufügung der Buntsandsteinablagerungen ändert bei ihrer nicht hervorragenden Entwickelung am Harze hierin nichts wesentliches.

Wir sind also nicht in der Lage, höherer Erdwärme eine ausschlaggebende Rolle bei der Kohlenwasserstoffbildung innerhalb der Zechsteinformation zuzuweisen. — Die jüngeren Ablagerungen brauchen wir nicht mehr in unsere Überlegungen einzubeziehen. Wahrscheinlich hat am Süd- und Ostharze keine von ihnen Harzterritorium bedeckt. Bei ihrem Auftreten war aber gewiß bereits Zeit genug verflossen, daß wir im Hinblick hierauf kaum in der Lage sein werden, die Erhaltung der unterzechsteinischen Kadaverfette und Seifen in ihrer noch stark an ihre organogene Entstehungsweise anklingenden Molecularstruktur für denkbar zu halten.

Nun hat man in neuerer Zeit auch versucht, den Dynamometamorphismus zur Erklärung der Erdölbildung heranzuziehen.[1]) Man hat die Sätze aufgestellt, daß eine Erhitzung der in Frage kommenden Tiersubstanzen zur Erdölbildung unbedingt erforderlich sei, und daß alle Erdöllagerstätten im stark gestörten, gefalteten Gebirge lägen. Prüfen wir also auch diese Thesen.

Schicken wir voraus und halten wir fest, daß es sich selbstverständlich, was unsere Zechsteinkohlenwasserstoffe betrifft, um postpermische Geodynamik handeln müßte, daß also die postkulmischen, präoberkarbonischen Bewegungen der Erdrinde, welche das harzer Schiefergebirge falteten, nicht in Frage kommen können. — Geodynamische Vorgänge postpermischen Alters haben am nördlichen Harzrande in der Aufrichtung und Überkippung der mesozoischen Schichten Bewundernswertes geschaffen; leider ist aber bei dieser Gelegenheit unser Kupferschiefer verschwunden, teils durch Absinken in bisher noch unerforschte Tiefen, teils durch vollständige Verdrückung. Dort können wir ihn also nicht untersuchen. Das Wenige, was, zumal in östlicheren Gebieten, trotzdem von ihm erhalten geblieben, zeigt aber keinerlei Abweichungen in seiner Beschaffenheit rücksichtlich der hier interessierenden Eigenschaften, sodaß wir unbedenklich die prächtigen Gelegenheiten benutzen dürfen, welche uns der Süd- und Ostrand des Harzes zur Nachprüfung der obigen Thesen am gleichen Gesteine darbieten.

Am Südrande des Harzes ist der Untere Zechstein teils durch Erosion, auch durch Wegebauten, gegen Osten hin aber besonders durch den Bergbau ausgezeichnet aufgeschlossen. Das wohlbekannte Ergebnis hiervon ist das, daß diese Formation überall in durchschnittlich recht mäßigen Winkeln vom Harze wegfällt und trotz mancher Biegungen, Knickungen und Verwerfungen, im großen Ganzen doch so eben daliegt, wie eine Billardplatte, geschweige, daß von den bekannten Charakteristicis

---

[1]) Hans Thürach, Über die deutsche Erdölproduktion. Vereinsorgan der Bohrtechniker. Wien. 1904, Nr. 3 S. 6 u. ff.

des Dynamometamorphismus, den „Quetschungen, Fältelungen, Stauchungen, Gleit-, Rutschflächen“ und dergleichen Erscheinungen mehr, auch nur die Spur zu sehen wäre, einzig ausgenommen die erwähnten Dislokationserscheinungen, die aber lokalisiert und für die Beschaffenheit des Übrigen belanglos sind.

Noch weit instruktiver liegen jedoch die Verhältnisse am Ostrande des Gebirges: Wurden die Zechsteinschichten des Südrandes aus irgend welchen Gründen tatsächlich schon nicht nennenswert dynamisch beeinflußt, so können wir hier am Ostrande sogar noch die Ursache erkennen, weshalb das diesen Schichten hier überhaupt nicht geschehen konnte. — An der Ostendigung des Harzgebirges beobachten wir eine sonderbare Bildung: bis hierher eine einzige, länglich elliptische, rund aufgewölbte, geschlossene Masse, setzt es sich jetzt, statt allmählich in dieser Weise zu verschwinden, in zwei, durch einen Zwischenraum von etwa 15 Kilometern von einander getrennten Höhenzügen fort, dem Hornburger Sattel im Süden, dem Gerbstädter Sattel im Norden; ersterer im ungefähren Fortstreichen des Südrandes des Gebirges, letzterer ziemlich genau in der Verlängerung des Nordrandes. Beide Sättel sind postpermischer Entstehung, denn in ihnen wurden permische Ablagerungen gefaltet; der Kupferschiefer, auf den es uns hier im besonderen ankommt, liefert in seinem Ausgehenden ein sehr instruktives Bild dieser tektonischen Verhältnisse[1]. Nun wollen wir uns auch noch ein Längsprofil des harzer Schiefergebirges vergegenwärtigen. Ein solches zeigt uns auf fast dreiviertel seiner Gesamtlänge, vom Acker und Bruchberge im Westen (rund 800 m), über Andreasberg (600 m), Braunlage (550 m), Hasselfelde (450 m), Güntersberge (400 m), Harzgerode (380 m), Molmerschwende (340 m), Biesenrode (230 m), bis Leimbach (190 m) eine sehr sanfte und gleichmäßige Abdachung. Dieselbe ist auf keinen Fall der Erosion allein zu verdanken, denn der größte Teil der Harzgewässer schlägt die weit kürzeren Wege in nördlicher oder südlicher Richtung zum Gebirge hinaus ein, wozu die innere Tektonik des Gebirges mit ihren in gleicher nördlich-südlicher Richtung angeordneten Faltungen nicht wenig beitragen mag. Für die neuere und neueste Zeit braucht auch nicht unberücksichtigt zu bleiben, daß der Ostharz weit ärmer an Regen ist, als der Mittel- und Westharz; von einer relativ stärkeren Abtragung des östlichen Gebirgsteiles aus dieser Ursache kann also ebenfalls nicht die Rede sein. Nehmen wir nun hinzu, daß das

---

[1]) Vergl.. die Blätter Leimbach, Gerbstedt, Mansfeld, Eisleben, Riestedt, Schraplau der geol. Landesaufnahme v. Preußen.

Gesteinsmaterial, da es im Osten in petrographischer Beziehung kein anderes ist, als dasjenige westlicherer Gebirgsteile, ebenso wenig die Ursache der in Rede stehenden Profilbildung sein kann, so kommen wir zu dem Ergebnisse, daß letztere der Ausdruck einer einseitigen Hebung oder eines einseitigen Absinkens des ganzen Gebirgsmassivs ist, und zwar eines von sehr altem Datum. Wir beobachten nun weiter, daß hier am Ostrande fast gar keine Verwerfungen oder Faltungen vorkommen, wie solche doch in so hohem Maße am Süd- und Nordrande des Gebirges zu dessen Herausmodellierung dienten. Der Harz hat also gerade auf dieser Seite keinerlei Absturz, Versenkung, Verwerfung oder sonst eine tektonische Grenze, sondern in annähernd derselben Weise, wie es sich vom Bruchberge bis vor Leimbach abgedacht hat, setzt sich sein Schiefergebirge, nunmehr unterirdisch, auch noch weiter fort.

Hierin haben wir nun die Ursache jener beiden Sättel. Wie zwei Brandungsstreifen die Außenkanten eines unterseeischen Riffes verraten, so markieren diese Sättel das Fortstreichen des Schiefergebirges unterhalb seiner oberkarbonischen und permischen Überschüttung. Den Zwischenraum nimmt eine flache Mulde ein, in welcher das Kupferschieferflöz mit dem sehr gleichmäßigen, geringen Winkel von etwa 6°, wohlgeschützt vor den Pressungen von draußen und deshalb nur wenig gestört, harzauswärts fällt.

Man wird zugeben, daß es wenige permische Gebiete geben mag, welche zu dynamometamorphischen Spekulationen so wenig Anlaß bieten, wie gerade dieses. Sehen wir nun trotzdem — durch den in den verschiedenen Revieren teils jetzt noch, teils in früheren Jahren betriebenen Abbau sind wir auch hierüber bestens informiert, — daß der Bitumengehalt des Kupferschiefers zwar schwankend, aber von der Lagerung vollständig unabhängig ist, daß sich insbesondere im Bitumengehalte der Gesteine jener Ostharzer Mulde und der Gesteine anderer harzer oder vorharzer Reviere keinerlei durchgehende, allgemeingiltige Differenz zeigt, so werden wir den Geodynamismus als Ursache der Petroleumbildung nicht weiter in Anspruch nehmen wollen.

Aber hat man denn schon Gesteine gefunden, welche Fischtran oder dergleichen enthielten? Nur wenn dieses der Fall wäre, wäre Veranlassung gegeben, nach den besonderen Ursachen zu fragen, weshalb ein hier erhalten gebliebener Tran anderwärts zu Kohlenwasserstoffen umgeformt werden konnte. — Da es aber solche Gesteine nicht gibt, ebensowenig wie noch chlorophyllgrüne Steinkohlenfarne, werden wir die Zersetzung zersetzlicher Körper als Tatsache hinnehmen und im vorliegenden Falle lieber die dringlichere Frage zu beantworten suchen, weshalb es unter

den vielen Tausenden denkbarer chemischer Verbindungen gerade die Kohlenwasserstoffe sein mußten, was aus jenen hochkonstituierten Kohlenstoffverbindungen hervorging.

Chemische und physikalische Erfahrungen haben gelehrt, daß Salze und salzartige Verbindungen sich im Wasser dissoziieren, d. h. in ganz bestimmter Weise zerfallen, in ihre Ionen nämlich, ohne daß es hierzu eines besonderen Energieaufwandes bedarf. Aufschluß über diese eigentümlichen Verhältnisse hat uns zumal die Elektrolyse erteilt, denn diese hat sich als ein recht einfaches und handliches Mittel bewährt, die Ionen nicht etwa zu trennen, sondern die in der Lösung eo ipso getrennt vorhandenen nach Maßgabe ihres Vorzeichens an den Elektroden anzusammeln und durch elektrisches Umpolarisieren dauernd von einander getrennt zu halten, sodaß wir sie jetzt bequem untersuchen können. Allerdings müssen wir die bei dieser Gelegenheit mit und in den Ionen vor sich gehenden sekundären Prozesse richtig einzuschätzen wissen: allerlei Umsetzungen, Spaltungen, Additionen, welche das ursprünglich so einfache und klare Bild des Vorganges oft recht erheblich verdunkeln. Wir halten also zunächst fest, daß die primär an den Elektroden auftretenden Produkte keine anderen sind als jene, in welche zusammengesetzte Körper im Wasser von selbst zerfallen. Sehen wir uns nun die einschlägigen Erscheinungen an. — Elektrolysieren wir Kupfervitriol, so bekommen wir Cu und SO_4; ersteres als solches; letzteres, sofort zerfallend zu O und SO_3, läßt Sauerstoff als Gas sich entwickeln, während SO_3 sich mit Wasser zu H_2SO_4, zur eigentlichen Schwefelsäure, verbindet. — Bekannt ist ferner, daß die Salze stark elektropositiver Metalle, z. B. Kalisalze, ihr Metall bei solcher Gelegenheit nur sehr bedingungsweis als solches liefern; meistenteils tritt hier auch an der Kathode eine sekundäre Umsetzung ein, mit dem Wasser nämlich, sodaß das Metalloxydhydrat und freier Wasserstoff das sichtbare, resp. nachweisbare Ergebnis bilden. — Nun wollen wir aber noch festhalten, daß es der Elektrizität überhaupt nicht bedarf, um den Ionen die Wiedervereinigung unmöglich zu machen: bringen wir in Kupfervitriollösung ein Stückchen Eisen, so bemächtigt sich dieses des Anion, es entsteht Eisenvitriol, während dem Cu nichts übrig bleibt, als sich auszuscheiden. Wir sehen also an diesem einfachsten Beispiele, daß während der Dissociation am einen Ion Veränderungen möglich sind, welchen entsprechend sich das Übrige ebenfalls einzurichten hat. Sehen wir nun zu, wie diese Verhältnisse bei den fettsauren Salzen liegen.

Die fettsauren Salze sind zusammengesetzt nach dem Schema:

$C_n H_{2n+1} CO_2 M$, worin n eine beliebige ganze Zahl, und M das Metall bedeutet. In wässeriger Lösung der Elektrolyse unterworfen geben sie primär M und $C_n H_{2n+1} CO_2$; doch diese letztere Atomgruppe, das Anion, zerfällt sofort zu CO_2 und $C_n H_{2n+1}$. Ersteres, CO_2, entweicht entweder als Gas, oder tritt mit M, falls dieses ein elektropositiveres Metall war und, unter Wasserstoffentwicklung natürlich, sein Oxyd gebildet hatte, zu einem kohlensauren Salze zusammen. Die Atomgruppe $C_n H_{2n+1}$ dagegen, ein ungesättigter Kohlenwasserstoff mit einer noch freien Affinitätseinheit, tritt bei der Elektrolyse einer einheitlichen Salzlösung mit einer gleichen Atomgruppe zu einem Kohlenwasserstoffe von doppelt so hohem Moleculargewichte zusammen, zu $C_n H_{2n+2}$, bestehend aus $\begin{array}{l} C_n H_{2n+1} \\ | \\ C_n H_{2n+1} \end{array}$; bei der Elektrolyse einer Lösung von zwei verschiedenen fettsauren Salzen zwar ebenfalls zu $C_n H_{2n+2}$, welcher Kohlenwasserstoff aber die nähere Zusammensetzung $\begin{array}{l} C_n H_{2n+1} \\ | \\ C_m H_{2m+1} \end{array}$ besitzt, d. h. er vereinigt die zwei entsprechenden verschiedenen Kohlenwasserstoffreste in sich.

So zerfällt z. B. essigsaures Kali, $CH_3 CO_2 K$, zu K, CO_2 und CH_3, welch letzteres durch Addition mit einer gleichen Atomgruppe Dimethyl, $C_2 H_6$ bildet. Baldriansaures Kali, $C_4 H_9 CO_2 K$, liefert analog Dibutyl, $C_8 H_{18}$. Capronsaures Kali, $C_5 H_{11} CO_2 K$, liefert Diamyl, $C_{10} H_{22}$. Oenanthylsaures Kali, $C_6 H_{13} CO_2 K$, liefert Dicaproyl, $C_{12} H_{26}$. Ein Gemisch von baldriansaurem und oenanthylsaurem Kali gibt Dibutyl, $C_8 H_{18}$, Dicaproyl, $C_{12} H_{26}$ und außer diesen Butyl-Caproyl, $C_{10} H_{22} = \begin{array}{l} C_4 H_9 \\ | \\ C_6 H_{13} \end{array}$.[1]

Alle diese Di-Kohlenwasserstoffe, auch diejenigen mit gemischten Radikalen, haben den gleichen Bau nach dem allgemeinen Schema $\begin{array}{l} CH_3 \\ | \\ C_n H_{2n} \\ | \\ CH_3 \end{array}$. In genau der gleichen Weise zeigt sich auch die Mehrzahl der Petroleumkohlenwasserstoffe zusammengesetzt.

Gab uns der elektrolytische Prozeß bis hierher einen vor-

[1] G. WIEDEMANN, Elektrizität. Braunschweig, 1883, 2. S. 573 u. f.

trefflichen Einblick in das erste Stadium der Neugruppierungen der Atome infolge der Dissociation der Salze und in die hierbei resultierenden Wechselzersetzungen, so bleiben wir aus einem bestimmten Grunde für das Weitere auf Analogieschlüsse angewiesen, die auf anderweitige Erfahrungen zu basieren sind. — Bei der Elektrolyse werden nämlich die Ionen, räumlich weit von einander entfernt, an den beiden Elektroden angesammelt. Sekundäre Wirkungen der an der Anode auftretenden Produkte auf die an der Kathode entstandenen und vice versa sind immer nur möglich, wenn sie löslich und möglichst nicht flüchtig sind und deshalb durch Diffusion und Strömungen in der Flüssigkeit die einen zu den anderen gelangen können. So tritt bei der Elektrolyse der sekundär gebildete Wasserstoff ($K + H_2O = KOH + H$) an der Kathode auf, wo er gasförmig entweicht oder auf das gelöste Salz reduzierend resp. desoxydierend wirkt; die an der Anode entstandenen Produkte liegen mindestens vorerst außerhalb seines Wirkungsbereiches. In unserem Falle dagegen, wo die Zersetzung Molecül neben Molecül in der ganzen Masse verläuft, ist das anders. Der Wasserstoff entsteht auch hier, wird z. T. auch frei, wie die Erfahrung lehrt, denn er bildet einen nicht unbeträchtlichen Anteil vieler Bohrgase und Gasquellen; zum anderen Teile aber verhindert er die Bildung der Di-Kohlenwasserstoffe, indem er statt eines Kohlenwasserstoffrestes mit einem anderen solchen zusammentritt, sodaß also, um bei den oben gegebenen Beispielen zu bleiben, statt eines Dimethyls nunmehr zwei Methylwasserstoff (Methan) gebildet werden: $2\ CH_3$ nicht bloß C_2H_6, sondern auch $2\ CH_3 + 2\ H = 2\ CH_4$; nicht bloß Dibutyl C_8H_{18}, sondern auch zwei Butan, $2\ C_4H_{10}$ u.s.w. — Man wird leicht bemerken, daß auch diese, durch Wasserstoffaddition gebildeten Kohlenwasserstoffe genau derselben homologen Reihe angehören, wie die Di-Kohlenwasserstoffe, also ebenfalls der C_nH_{2n+2}-Reihe, nur daß sie niedere Glieder dieser Reihe bei ihren durchschnittlich halb so vielen Kohlenstoffatomen repräsentieren. — Z. T. auf diese Art mögen die verhältnismäßig recht bedeutenden Mengen leichtflüchtiger oder bei niederer Temperatur siedender Kohlenwasserstoffe entstanden sein, welche teils in den frei entweichenden Gasen, teils im Rohpetroleum vorhanden sind; denn ihre direkte Bildung in der oben dargelegten Weise hätte das ehemalige Vorhandensein der zugehörigen kohlenstoffärmeren Fettsäuresalze zur Voraussetzung. Da diese aber ziemlich leicht bis sehr leicht löslich sind, hätten sie nicht eingebettet, nicht sedimentiert werden können, wären also für die Petroleumbildung von vornherein nicht in Betracht gekommen. Zum anderen Teile können diese leichtflüchtigen, kohlenstoffarmen

Kohlenwasserstoffe aber auch durch Abspaltung aus solchen mit höheren Kohlenstoffzahlen entstanden sein. Zwar liefert uns die Chemie meines Wissens kein hier diskutierbares Beispiel eines hierhergehörigen Vorganges, da Spaltungen als Folge des Überhitzens für uns nicht in Frage kommen können; doch ist hier vielleicht an ein desto bekannteres geologisches Beispiel zu erinnern, daß eine sogar außergewöhnlich kohlenstoffreiche Kohlenstoffverbindung gerade das niedrigste, wasserstoffreichste Glied unserer Reihe abspaltet: nämlich die Steinkohle das Grubengas! Wenn solche Spaltungen möglich waren — und es liegt auch im Übrigen kein Grund vor, ihre Möglichkeit anzuzweifeln, d. h. zu behaupten, daß die einmal entstandenen Kohlenwasserstoffe die Jahrmillionen hindurch absolut unverändert hätten daliegen müssen — dann hätten wir zugleich eine sehr einfache Erklärung für das Vorhandensein der ungesättigten Kohlenwasserstoffe der Aethylenreihe im Petroleum. Diese sind nämlich der alsdann unvermeidliche andere Teil der Spaltungsprodukte: $C_n H_{2n+2}$ oder $C_{n+m} H_{2(n+m)+2} = C_n H_{2n+2} + C_m H_{2m}$. Doch für diese letztere Kohlenwasserstoffreihe ist noch eine andere Entstehungsweise möglich, die außerdem den Vorzug besitzt, durch experimentelle Erfahrung gestützt zu werden. Diese ungesättigten Kohlenwasserstoffe bilden sich nämlich aus den gesättigten durch deren partielle Oxydation unter gleichzeitiger Entstehung von Wasser. So z. B. als Nebenprodukt bei den oben erwähnten elektrolytischen Prozessen. Als Sauerstoffquellen für die Oxydation der natürlichen Kohlenwasserstoffe würde man außer der atmosphärischen Luft besonders auch die reduzierbareren Metalloxyde, seiner Verbreitung und Aktivität wegen in erster Linie das Eisenoxydhydrat, ins Auge zu fassen haben; vielleicht aber auch schwefelsaure Salze, z. B. Gyps, schwefelsaures Natron etc.

Nachdem wir so den ganzen Vorgang an der Hand der Erfahrung oder gestützt auf passende Analogien bis ins Eingehendste verfolgt haben, können wir ihn nun auch kurz zusammenfassen: aus den Tierstoffen entstanden Kalksalze der Fettsäuren, und diese wiederum zerfielen mit Wasser in Kohlenwasserstoffe, Wasserstoff und kohlensauren Kalk. Warum? Wahrscheinlich, weil kohlensaurer Kalk im Mineralreiche beständiger ist, als fettsaurer Kalk, und weil die betreffenden Kohlenwasserstoffe unter den Existenzbedingungen, welche das Mineralreich bietet[1]), ebenfalls die größeste Beständigkeit haben; anders hätten

---

[1]) Man hat sich hierbei eben zu vergegenwärtigen, daß die Fettsäuren — um es einmal teleologisch kurz auszudrücken — in lebende Wesen hineingehören, und nicht in Kalksteine. —

sie wohl Zeit gehabt, sich durch Umlagerung ihrer Atome zu noch beständigeren zu gestalten.

Irgendwelche besondere Erhitzungen — das sei immer wieder betont — sind hierzu nicht erforderlich. Unsere gewöhnliche mittlere Jahrestemperatur (8°), die ja immerhin 281° C über dem absoluten Nullpunkte liegt, reicht vollständig aus, die Moleküle und Atome in Bewegung zu erhalten, sodaß sie sich umgruppieren können. Daß sie das bei noch höherer Temperatur noch schneller tun, ist eine alte Erfahrung. Aber wenn es nicht an Zeit fehlt, geht es eben auch ohne Extrawärme. „Zeit und Wärme können einander bis zu einem gewissen Grade ersetzen“[1]). Eine nicht weniger bekannte Erfahrung ist außerdem die, daß Umsetzungen oder Zerlegungen umso weniger von sekundären Vorgängen verdunkelt werden, umso „theoretischer“, d. h. der Vorausberechnung entsprechender verlaufen, je niedriger die Temperatur ist, bei der man sie sich vollziehen läßt. Stoffe durch Überhitzung erzeugen, heißt im allgemeinen, auf ihre Verwertung zur Feststellung der chemischen Konstitution ihrer Muttersubstanz verzichten. Und unnötigerweise annehmen, daß in der Natur vorkommende Stoffe durch Überhitzung gebildet seien, heißt daher, sich absichtlich von vorn herein die Aussicht versperren, über ihre eigentliche Abkunft mehr, als allenfalls vage Vermutungen zu haben. Infolgedessen wird man die Eliminierung vermeintlicher Hitzewirkungen, wo sie möglich ist, als einen Gewinn betrachten können, der jede Mühe lohnt. Sie bedeutet die Zurückverlegung einer Frage in das Gebiet erfolgverheißender, wissenschaftlicher Diskussion. —

Im Bisherigen benutzten wir vorzugsweis den Kupferschiefer zur Grundlage unserer Betrachtungen. Es geschah das aus dem Grunde, weil wir in seinem Fischreichtume eine greifbare Ursache seines Bitumengehaltes vor uns haben; weil wir über seine Entstehung durch die früheren, oben zitierten Untersuchungen

---

Die Beeinflussung, welcher chemische Verbindungen durch die Gesellschaft anderer Körper, Elemente oder ebenfalls Verbindungen, unterworfen erscheinen, der sie durch Umgruppierung ihrer Moleküle Rechnung tragen, ohne daß jene anderen eine Veränderung erleiden, nennt man Katalyse. Der Vorgang selbst ist zwar in seinem inneren Wesen noch recht dunkel; hierher gehöriger Beobachtungen dagegen besitzt man schon eine stattliche Zahl. Sollte man in der Geologie einst aufhören, hinter allerlei Stoffveränderungen sofort hohe Hitzegrade zu suchen, weil Menschen entsprechende Prozesse allerdings nur mit Hilfe des Feuers zustande bringen können, wenn sie deren Ausgang noch erleben wollen, so wird man eine reiche Fundgrube derartiger Erscheinungen gerade hier vor sich sehen.

[1]) Butlerow, Lehrbuch der organ. Chemie. Leipzig, 1868 S. 211 u. f.

gut unterrichtet sind; weil seine Verbreitung und Lagerung in unserem Harzgebiete ausgezeichnet erforscht ist, und weil er, wie oben schon angeführt wurde, das erste Schichtenglied der Zechsteinformation ist, welches Kohlenwasserstoffe führt, dessen Beziehungen zu seinem Hangenden, wie zu seinem Liegenden, auch im weiteren Sinne, wir jetzt recht genau kennen. Wir wollen uns jedoch deshalb nicht darüber täuschen, daß er in anderer Hinsicht nicht das beste Muster der durchgängig mehr oder weniger bituminösen Zechsteinablagerungen ist: seine Kohlenwasserstoffe sind festes Bitumen; auf die Bezeichnung „Petroleum“ können sie unmittelbar keinen Anspruch erheben. — Da diese Dinge in verhältnismäßig nicht allzuviel jüngeren Ablagerungen wesentlich anders liegen, wie wir noch sehen werden, wollen wir den Versuch nicht unterlassen, uns auch über die Ursachen hiervon Rechenschaft zu geben.

Erfahrungsgemäß wird Petroleum durch Oxydation zu Bitumen. Ferner wissen wir, daß Asphalt, das Bitumen k. e., Schwefel enthält. Endlich ist es experimentell festgestellt, daß außer andern Körpern besonders das Chlorzink, im allgemeinen ein chemischer Arbeitskonkurrent des Chlormagnesiums, die Eigenschaft hat, die Kohlenwasserstoffe der $C_n H_{2n}$- oder der Aethylenreihe zu polymerisieren. — In den oben zitierten Abhandlungen habe ich nachgewiesen, daß die Untere Zechsteinformation eine ursprünglich ganz plötzliche Überschüttung eines Systems ausgedehnter Laugensümpfe repräsentiert, Laugen im engsten Sinne, von höchster Konzentration, welche zu präzechsteinischen, postrotliegenden Zeiten eine tiefgehende, energische Metamorphose der von ihnen durchtränkten und überdeckten Gesteine vollzogen, bestehend in einer Oxydation und Extraktion, aber auch begleitet von mannigfaltigen Neubildungen von Erzen und sonstigen Mineralien. Diese Laugen, dank ihrer Schwere im Liegenden begraben, können, wie bei der Erz- und Mineralienbildung in den das Kupferschieferflöz durchsetzenden Gängen durch direkten Zufluß, so auch im Ganzen, durch Diffusion, auf die auflagernde, Petroleum führende Schicht eingewirkt haben; und durch ihr Oxydationsvermögen, durch ihr polymerisierendes Chlorzink,[1]) durch den Schwefel ihrer reduzirbaren Sulfate ward aus dem flüssigen Erdöle festes Bitumen. Daß letzteres ehemals

[1]) Die Laugen ließen, desoxydiert, neben Anderem Zinkblende krystallisieren. In Gesellschaft von NaCl u. dergl. gelöst, konnte das Zinksalz, soweit es nicht dissoziiert war, chemischen Affinitätsgesetzen zufolge nur Chlorzink sein; Zinkvitriol hätte sich also sofort mit jenen Chloriden umsetzen müssen, selbst wenn er als solcher hinzugetreten wäre.

tatsächlich als fließendes Erdöl vorhanden gewesen sein muß, das lehrt der heutige Bitumengehalt des Kupferschiefers, resp. dessen stark schwankendes Mengenverhältnis. Am Ostharze sind es etwa 8—17 % je nach den Revieren; bei Stolberg soll es Kupferschiefer mit 30 % Bitumen geben. — Da nun weder im relativen Fischreichtume, noch in den bezüglichen Gesteinsausbildungen oder in beliebig Anderem Beziehungen hierauf zu erkennen sind, so wird man eben annehmen müssen, daß dieses Bitumen einst eine Flüssigkeit war, denn nur eine solche besitzt die Fähigkeit, sich von einem Orte wegbegeben zu können um sich an einem andern massenhaft anzusammeln, infolge vielleicht von Niveau- oder hydrostatischen Druckdifferenzen, Benetzungsverhältnissen, Austrocknungsvorgängen, Temperaturverschiedenheiten etc. etc.; Ursachen, deren direkter Nachweis heute allerdings kaum noch gelingen dürfte, falls sie nicht noch andere Spuren zurückgelassen haben. Ausgeflossen scheint es trotzdem nirgends zu sein. Nach unten konnte es zunächst sowieso nicht, denn da waren noch die schweren interpermischen Laugen, die das nach hydrostatischen Gesetzen verhinderten. Und da diese Laugen, wie oben gezeigt wurde, ein sehr kräftiges chemisches Agens waren, so werden sie die Bituminisation des ursprünglichen Kupferschiefererdöles schnell genug vollzogen haben, um ihm auch den Austritt nach oben unmöglich zu machen. Sie machten es zäh und unbeweglich zunächst, machten aus der Petroleumlagerstätte eine wasserdichte Isolierschicht, die den umschlossenen Erzen, wie den hangenden Salzen noch bei mancher späteren Gelegenheit von Nutzen gewesen sein mag. Gegenwärtig ist der Kupferschiefer allerdings ein mageres, ziemlich leicht sich durchfeuchtendes Gestein, dem seine frühere Fettigkeit auf physikalischem Wege nicht mehr anzumerken ist. —

Eine andere, zwar nicht annähernd so reiche, aber in ihrer Art gleichfalls recht instruktive Kohlenwasserstofflagerstätte ist das dem mittleren Zechstein angehörende Stinksteinlager. Dasselbe ist die Ablagerung eines dunkel bräunlichgrauen, eben- und mehr oder weniger dünnplattigen, beim Anschlagen intensiv nach Katzenharn riechenden Kalksteines, der vollkommen versteinerungsleer zu sein scheint. Sein Platz ist ein sonderbarer: einem mächtigen Anhydritlager unmittelbar aufgelagert, hat er am östlichen Harze ein nicht ganz so bedeutendes Gypslager zur Bedeckung. Seine Mächtigkeit ist in verschiedenen Gegenden ziemlich verschieden, und am mittleren Südharze, in der Gegend von Nordhausen, verschwindet er zunächst, indem von hier ab gegen West der weit mächtigere, Versteinerungen führende Dolomit an seine Stelle tritt. So macht der Stinkstein den

Eindruck einer immerhin lokalen Bildung, eines Sedimentes vielleicht in seitlichen Becken, in welchen das Wasser eine stärkere Konzentration besaß. Sicher ist, daß er nicht unter den gleichen Bedingungen entstand wie der Dolomit, nicht mit letzterem zugleich in einem einzigen, großen, tiefen Becken sedimentiert sein kann.

Betrachten wir nun den ihn unterlagernden Anhydrit näher, so bemerken wir an diesem eine feine, ungemein gleichmäßige, dunkle Streifung. Das Material derselben ist, wie man dort nachweisen kann, wo es als unlöslicher Rest nach Weglösung des Anhydrits zurückblieb, das Gleiche, wie dasjenige des Stinksteins. Hieraus geht hervor, daß der Stinkstein eine Einschwemmung ist, welche schon während der Anhydritperiode in das damalige, hochprozentige Salzwasser hinein stattfand, diese überdauerte und alsdann in einem weniger konzentrierten Wasser nicht mehr von Anhydritausscheidungen unterbrochen, allein zum Absatz kam, bis die Ausscheidung des schwefelsauren Kalkes, nunmehr als Gyps, von Neuem begann.

Die Stinksteinsedimente waren also auch im hochprozentigen Salzwasser des Anhydritbeckens möglich, in welchem, wie die überraschende Gleichmäßigkeit seiner Schichtenbildungen beweist, eine außergewöhnliche Ruhe und Bewegungslosigkeit geherrscht haben muß. Daher wird aber hier von Schlamm mitführenden Strömungen schwerlich die Rede sein können, geschweige daß eine so gleichmäßige Verteilung solchen Schlammes über so große Flächen hin, immer und immer wieder mit einer nur in den Jahrringen unserer Hölzer wiederkehrenden Regelmäßigkeit, auf solche Art denkbar wäre. Somit kann die Stinksteinsubstanz nur ein chemischer Niederschlag sein, hervorgegangen aus der Zersetzung der in das Anhydritbecken mit dem Meerwasser von draußen hineingetretenen organischen Stoffe und der Umsetzung der Zersetzungsprodukte mit den in Lösung befindlichen Kalksalzen. Erst hierdurch wird es richtig begreiflich, daß selbst die zartesten Zwischenlagen im Anhydrit stets bituminös sind, daß, kurz gesagt, Bitumen und Kalk in diesen Schichten so untrennbar auftreten, wie wir es sehen.[1])

Wir haben also in den Stinksteinablagerungen, in den reinen, wie in den mit Anhydrit durchschossenen, wiederum authigene Kohlenwasserstoffe vor uns. Daß dieselben verhältnismäßig frisch,

---

[1]) Daß der Stinkstein ein paar Prozente in Säuren unlösliches, z. T. klastisches Material enthält, kann gegen die authigene Natur des Kalkes nichts beweisen. Dergleichen kann durch Winde eingeweht sein. Unfern südöstlich, nach Sachsen zu, wo die Zechsteinformation nur noch mit ihren obersten Gliedern und weiterhin überhaupt nicht zur Ablagerung kam, besaß auch das Anhydritbecken ein Ufer, und gewiß ein recht trockenes, staubiges.

d. h. nicht, oder doch noch nicht durchaus in eigentliches Bitumen verwandelt sind, lehrt ihr starker Geruch[1]). Der Grund dieser Erscheinung dürfte der sein, daß alle die oben aufgeführten Agentien, von denen wir aus Erfahrung wissen, daß sie Kohlenwasserstoffe in ihrem Molekularbestande beeinflussen, wie Oxydation, Schwefel, Chlorzink, hier nie vertreten waren. Nur Chlormagnesium war auch hier einstmals vorhanden; aber vielleicht reichte die Konzentration seiner Lösung im Anhydritbecken noch nicht hin, um es den Kohlenwasserstoffen gegenüber aktionsfähig werden zu lassen.

Wie oben gesagt wurde und auch bei früheren Gelegenheiten schon, ist die ganze Zechsteinformation mehr oder weniger bituminös; ausgenommen hiervon sind allein die roten Gesteine der alleroberstenStufe. Da diese nun, wie ich früher nachgewiesen habe, zu konzentrierten, oxydierend wirkenden Laugen Beziehungen besonderer Art haben, so zeigt sich die Bituminosität, sehen wir zunächst von dem Kupferschiefer ab, gerade in denjenigen Gesteinen, welche mit der Salzlagerbildung irgendwie, direkt oder indirekt verknüpft sind, wenn auch nicht gerade in den Salzen selber. Die Mitberücksichtigung der Kupferschieferverhältnisse führt zu dem noch allgemeineren Ergebnisse, daß überhaupt jedes Zusammentreffen giftiger Salzlösungen mit belebten oder sonstwie mit organischen Substanzen beladenen Gewässern zur Bildung von Kohlenwasserstoffen führen kann, sobald nur die organischen Bestandmassen der erfolgenden Sedimente vor dem Gefressenwerden vor Allem, dann aber auch vor der Oxydation bewahrt bleiben.

---

[1]) Nach den Erläuterungen zu Bl. Kelbra, S. 27, soll Schwefelcalcium die Ursache des Stinksteingeruches sein. Hierzu ist zu bemerken, daß Schwefelcalcium an sich geruchlos ist; erst beim Anhauchen, d. h. mit Wasser und Kohlensäure behandelt, riecht es schwefelwasserstoffartig. Stinkstein riecht beim Anhauchen wie gewöhnlicher Kalkstein. Zerschlägt oder reibt man ihn aber, d. h. öffnet man seine inneren, bis dahin verschlossen gewesenen Räume, so entströmt diesen der betreffende Geruch, jedenfalls durch Verflüchtigung eines eine bestimmte Dampftension besitzenden Körpers. Feuchtigkeit und Säuren sind hierbei entbehrlich. — Der Stinksteingeruch hat nach meiner Empfindung keinerlei Ähnlichkeit mit Schwefelgerüchen, weder mit denjenigen des Schwefelwasserstoffes, noch mit den knoblauch- und senfartigen Gerüchen organischer Sulfide oder Hydrosulfide. Mich erinnert er lebhaft an Katzenharn und andere Leute wahrscheinlich ebenfalls. Der Lokalname „Katzenstein", den der Stinkstein in der Stolberger Gegend führt, läßt das mit ziemlicher Sicherheit vermuten. Nach Katzen zu riechen ist übrigens eine hervorstechende Eigenschaft auch mancher Petroleumdestillate. Dem amerikanischen Beleuchtungsmateriale, welches zu Anfang der sechziger Jahre nach Europa kam, war sie in ziemlich hohem und oft unliebsam empfundenem Maße eigen.

Auf diese Art betrachtet kann die verhältnismäßige Häufigkeit des Erdöls kaum befremden. Ebensowenig befremdlich wird nun aber auch die allbekannte Tatsache erscheinen, daß das Petroleum so sehr oft mit Salzsoolen zusammen auftritt[1]. Wird doch Salz, das allgegenwärtige, unentbehrliche Lebenselement, schnell zum tödtlichen Gifte, wo Veränderungen der Bodengestalt, zu Lande wie am Meeresgrunde, Veränderungen des Klimas u. s. w. seine Ansammlung verursachen. —

Wie die flüssigen Kohlenwasserstoffe aus den Kalksteinen der Salzgebirge durch Süßwasser, welches von der Tagesoberfläche niedersinkt, verdrängt werden, in Folge ihres geringeren spezifischen Gewichtes über dem Wasser in die Höhe steigen und schließlich unter dem Drucke der Dampfspannung der bis dahin gelöst gewesenen niedrig siedenden Kohlenwasserstoffe über die Erdoberfläche hinausgetrieben werden können sammt dem unten im Salzgebirge zu Soole gewordenen Wasser, das bedarf der Auseinandersetzung nicht. Es möge aber im Auge behalten werden, daß die jetzigen Petroleumsoolen hiernach Neubildungen sind, deren es zur Petroleumbildung nicht mehr bedurfte[2]. Und da man das Petroleum noch immer gern destilliert sein läßt, ist es vielleicht nicht gerade überflüssig, hier auch noch daran zu erinnern, daß Salzsoolen als solche nicht destillierbar sind, die Vergesellschaftung von Petroleum mit Soolen also mit solchen Destillationshypothesen nicht in Einklang zu bringen ist. —

Doch so überzeugend der Einblick auch sein mag, den uns die Harzer Zechsteinformation in die Entstehungsverhältnisse der Kohlenwasserstoffe hier hat tun lassen: man wird trotzdem festhalten müssen, daß gerade diese Körpergruppe erfahrungsgemäß auf gar mancherlei Weise und aus recht verschiedenartigen Kohlenstoffverbindungen zu entstehen vermag. Für zoogene Kohlenwasserstoffe speziell dürfte dagegen die Dreiheit Salze,

---

[1] Bekannt ist C. Ochsenius' Ausspruch: „Kein Petroleum ohne salzige Gesellschaft." Einen ganz eigenartigen Inhalt bekommt er durch die oben dargelegten Beziehungen, die im Kupferschieferbecken gegeben waren. Aber seine volle Gültigkeit behält er auch dort, wie man sieht.

[2] Es sei hier erinnert an die oben erwähnten Stinksteinzwischenlagen, die bituminösen „Jahrringe", im südharzer Anhydrit. Seit ihrer Ablagerungszeit sind sie gewiß nicht mehr, durch Soolen etwa, naß geworden, denn sonst befänden sie sich heute nicht in Anhydrit, sondern in Gyps. — Es verdient Beachtung, daß für die Dissoziation der in diesen zarten Schichten deponierten organischen Substanz zu Kohlenwasserstoffen das sehr geringe Wasserquantum genügte, welches aus den anhydritfähigen Laugen mit hinuntergenommen wurde und unter der jedesmal nachfolgenden Anhydritbedeckung miteingeschlossen blieb.

Kalksteine, Erdöl in ihrer ursächlichen Zusammengehörigkeit sicher genug stehen, um gelegentlich Rückschlüsse von einem Gliede auf die anderen, auf deren Natur und auf ihre jetzige oder ehemalige Anwesenheit sehr wohl statthaft erscheinen zu lassen.

---

39. Zur Frage des Centnerbrunnens bei Neurode.

Von Herrn E. Dathe.

Berlin ,den 18. Dezember 1905.

Auf meine Richtigstellung[1]) über die Entdeckung des Centnerbrunnens bei Neurode als Mineralquelle durch Professor Frech hat er in einer „Zur Abwehr“ überschriebenen brieflichen Mitteilung[2]) geantwortet. Alle ihm von mir nachgewiesenen Unrichtigkeiten über die Süßwasserquelle des Centnerbrunnens und über manche Mineralquellen Schlesiens konnte er sachlich nicht entkräften. Für andere Angaben seines allerdings in ziemlich krauser Form veröffentlichten Aufsatzes verneint er sogar die Autorschaft. Er stellt aber an mich einerseits das Ansinnen, daß ich das hätte erkennen müssen, und macht mir andererseits die Unterstellung, daß „ich es nicht für nötig gehalten, den ganz populär gehaltenen — mehr theoretischen Aufsatz bis zu Ende zu lesen“. In ähnlicher Form wiederholte er diese Unterstellung an zwei anderen Stellen seiner „Zur Abwehr“, auf die ich deshalb zu antworten, nicht für nötig hielt.

Mein Schweigen hat ihn aber offenbar ermutigt, in einer neuern brieflichen Mitteilung[3]) jene unbegründete Behauptung zu wiederholen. Obwohl ich Herrn Frech schon bei einem früheren Anlaß auf eine gleiche Unterstellung mitgeteilt[4]) habe, daß ich seine Publikationen, (soweit sie namentlich Schlesien betreffen) sehr genau — und zwar mehr als ihm lieb zu sein scheine — lese, greift er zu dem bei ihm augenscheinlich beliebt gewordenen Auskunftsmittel, die Unrichtigkeiten in seinen Veröffentlichungen durch Verdächtigungen seiner Gegner zu bemänteln. Gegen ein solches Verfahren des Herrn Frech bei wissenschaftlicher Diskussion muß ich aber jetzt energisch Protest mit dem Bemerken einlegen, daß ich meine Angaben in allen Punkten aufrecht erhalte.

---

[1]) Diese Zeitschr. Monatsber. Nr. 5 S. 195—199.
[2]) Ebenda Nr. 6 S. 242.
[3]) Ebenda Nr. 8 S. 274.
[4]) Diese Zeitschr. 1892 S. 48.

40. „Essbare Erde" von Deutsch-Neu-Guinea.

Von Herrn W. Meigen.

Freiburg i. Br., den 18. Dezember 1905.

Von Herrn Prof. Dr. G. Boehm,[1]) hier, erhielt ich kürzlich eine Probe sog. eßbarer Erde zur Untersuchung, die ihm von Exzellenz Dr. Hahl, kaiserl. Gouverneur von Deutsch-Neu-Guinea, zugesandt worden war.

Nach Mitteilung des Herrn Dr. Hahl stammt die Erde von Lakurefange an der Ostseite der Insel Neu-Mecklenburg. „Der nördliche, flache Teil dieser Insel ist ein mächtiges, erst in jüngster Zeit gehobenes Riff. In dessen Vertiefungen, die keinen Abfluß zur See besitzen, haben sich weitausgedehnte Sümpfe gebildet. Die Koralle ist weithin zu Lehm verwittert. Darunter finden sich Erden, denen die Eingeborenen Heilkraft bei Magen- und Darmbeschwerden zuschreiben; zu diesen gehört die vorliegende Probe."

Die Gewohnheit des Erdessens ist über die ganze Erde verbreitet und war schon im Altertum bekannt. Seitdem Humboldt[2]) vor etwa hundert Jahren die Aufmerksamkeit der wissenschaftlichen Welt darauf gelenkt hat, sind eine sehr große Zahl von Einzelbeobachtungen darüber gemacht und veröffentlicht worden. Zusammenfassende Darstellungen gibt es meines Wissens außer der von Humboldt nur zwei, eine ausführlichere ältere von Heusinger[3]) und eine etwas kürzere neuere von Lasch[4]). Wenn Heusinger das Erdessen in allen Fällen als eine Krank-

---

[1]) Vor einigen Jahren lernte ich in Berlin den Kaiserlichen Gouverneur von Deutsch-Neu-Guinea, Exzellenz Dr. Albert Hahl kennen. Nun wissen wir, im Gegensatz zur Botanik, von der Geologie jenes großen Gebietes sehr wenig. Nach letzterer Richtung ist es mit dem Britischen und Niederländischen Anteil wesentlich besser bestellt, und so nahm ich die Gelegenheit wahr, dies in mehrfachen Gesprächen hervorzuheben. Der Herr Gouverneur versprach daraufhin, mir Material zugehen zu lassen, ich meinerseits übernahm die Verpflichtung, es zu veröffentlichen. Im Obigen lege ich die ersten Ergebnisse vor, weitere sollen folgen. Seiner Exzellenz danke ich bestens für sein Interesse und möchte der Hoffnung Ausdruck geben, daß es weiter recht rege bleibe. Es kann ja z. B., um nur meine speziellen Forschungen in jenen entlegenen Gebieten zu berühren, keinem Zweifel unterliegen, daß fossilienreiches Mesozoikum auch in Deutsch-Neu-Guinea weit verbreitet ist. G. Boehm, Freiburg i. Br.

[2]) Ansichten der Natur. 3. Aufl. Stuttgart 1849, I, 231.

[3]) Die sog. Geophagie oder tropische (besser: Malaria-) Chlorose als Krankheit aller Länder und Klimate dargestellt. Cassel 1852.

[4]) Über Geophagie. Mitt. d. Anthropolog. Gesellschaft Wien. 1898. 28. S. 214.

heitserscheinung (eine Begleiterscheinung der Malaria-Chlorose) erklären will, so geht er hierin ohne Zweifel viel zu weit; durch vielfache Beobachtungen kann diese Ansicht wohl als widerlegt gelten und besitzt heutzutage auch wohl kaum noch Anhänger. Wir müssen vielmehr annehmen, daß in verschiedenen Gegenden sehr verschiedene Beweggründe zu der eigentümlichen Gewohnheit des Erdessens Anlaß gegeben haben. Ich möchte sie auf folgende fünf Gruppen zurückführen. die sich jedoch nicht immer scharf trennen lassen, sondern vielfältige Übergänge zeigen.

1) Das Erdessen ist eine Krankheitserscheinung. Hierher gehört eine große Zahl, aber durchaus nicht alle der von Heusinger angeführten Beispiele. Sie ist besonders in den Tropen verbreitet, kommt aber auch sonst vor. Da sich Geophagie sehr häufig in Verbindung mit der durch *Anchylostoma duodenale* hervorgerufenen Infektionskrankheit (Anaemia intertropicalis) zeigt, glaubte Hirsch[1]) sie als ein Symptom dieser Krankheit auffassen zu müssen. Ob hierbei nicht doch häufig Ursache und Wirkung miteinander verwechselt wurden, möchte ich dahingestellt sein lassen. Vorsichtiger ist es wohl zu sagen. daß die Geophagie eine Begleiterscheinung verschiedener, noch keineswegs in allen Teilen klargelegter Krankheiten ist.[2]) In die Gruppe der pathologischen Geophagie muß man wohl auch die meisten Fälle von Erdessen bei schwangeren und hysterischen Frauen rechnen, z. T. gehören sie aber auch in die folgende Abteilung, indem dem Erdgenuß eine die Wehen erleichternde und die Geburt befördernde Wirkung zugeschrieben wird.

2) Die gegessene Erde dient als Heilmittel. Schon die griechischen Ärzte (Hippokrates, Dioskorides, Galen) wandten häufig Erden an, besonders bei Frauenkrankheiten; auch Strabo und Plinius erwähnen diesen Gebrauch.[3]) Neuerdings scheint die Verwendung von Erden zu medizinischen Zwecken auch bei uns wieder mehr Anklang zu finden, besonders als Mittel gegen Brechdurchfall. Vorzugsweise findet sich dieser Gebrauch jedoch bei unkultivierten Völkern, wo er namentlich bei solchen, die wenigstens zeitweise überwiegend von Fischen leben und deshalb häufig an Durchfall leiden, wegen der verstopfenden Wirkung der genossenen, tonigen Erden von Nutzen sein kann. Zu diesen gewissermaßen medizinischen Erden gehört auch die von mir untersuchte und weiter unten beschriebene Erde aus Deutsch-Neu-Guinea, die, wie eingangs erwähnt, von den Eingeborenen

---

[1]) Handbuch der historisch-geographischen Pathologie. 2. Aufl. Stuttgart 1883. 2. S. 218.

[2]) Wernich in Eulenburgs Realencyklopädie der gesamten Heilkunde. 3. Aufl. 1896, 9. S. 147.

[3]) Heusinger, a. a. O. S. 163.

gegen Magen- und Darmbeschwerden gebraucht wird. Den gleichen Grund gibt u. a. auch PLEHN[1]) für das Erdessen der Duala-Neger in Kamerun an. Zuweilen ist dieser Gebrauch auch mit religiösen Zutaten vermischt, wie z. B. in Guatemala und Bolivia, wo dem Genuß von aus Ton hergestellten Heiligenfiguren eine ganz besonders günstige Wirkung auf den Verlauf oder für die Verhütung von Krankheiten zugeschrieben wird.[2])

3) Die Erde dient als Nahrungsmittelersatz, zumal in Zeiten der Not und Teuerung. Hierher gehört das Erdessen in manchen nördlichen Ländern wie im nördlichen Schweden, aber auch in China und (zur Zeit des dreißigjährigen Krieges) auch in Deutschland[3]). Auch das von HUMBOLDT beobachtete Erdessen der Otomaken am Orinoko ist wohl hierher zu rechnen. Die Erde dient hierbei lediglich als ein Füllmittel ohne irgendwelchen Nährwert.

4) Die Erde ist ein Genußmittel. Diese vielleicht absonderlichste Veranlassung des Erdessens ist nicht nur bei den sog. wilden Völkern Südamerikas und Afrikas (auch in Neu-Guinea[4]) verbreitet, sondern auch in kultivierten Ländern wie Indien, Java, Persien[5]); in Europa waren im 17. Jahrhundert die Damen der spanischen Aristokratie dem Erdessen so leidenschaftlich ergeben, daß mit kirchlichen und weltlichen Strafen dagegen eingeschritten werden mußte.[6]) Allerdings ist hier manchmal schwer zu entscheiden, wie weit es sich nur um eine Leckerei handelt oder um ein Schönheitsmittel, da das Erdessen eine bleiche Gesichtsfarbe und eine schlanke Taille verleihen sollte. Letzterer Grund wird ausdrücklich für das Erdessen der Chinesinnen angegeben.[7])

5) Über Erdessen als eine religiöse Handlung, als Bestandteil eines Gottesurteils wird von Timor berichtet.[8])

---

[1]) Über einige auf Krankheit und Tod bezügliche Vorstellungen und Gebräuche der Dualaneger. Mitteil. aus d. Deutsch. Schutzgebieten. Wissenschaftl. Beihefte d. Deutschen Kolonialblattes **7**. S. 96. 1894.

[2]) STOLL, Guatemala. Leipzig 1884 S. 134 (Lasch). — Tschudi, Reisen durch Südamerika. Leipzig 1869. **5**. (Lasch).

[3]) EHRENBERG, Das unsichtbar wirkende organische Leben. Leipzig 1842 S. 41.

[4]) Kaiser Wilhelmsland. FINSCH, Samoafahrten. Leipzig 1888 S. 295 u. 346.

[5]) EHRENBERG, Bericht üb. d. Verh. Kgl. preuß. Akad. Wiss. Berlin 1848 S. 220. — Globus 1887. **51**. S. 271. — BAUMANN, Ztschr. f. Ethnol. 1899, **31**. S. 670.

[6]) Morel-Fatio, Comer Barro. Mélanges de Philologie Romane dédiés à Carl Wahlund. Macon 1896 S. 41.

[7]) Du Halde, Description géograph. hist. chronol. et phys. de l'Empire de la Chine. Paris 1735 (Lasch).

[8]) RIEDEL, Die Landschaft Dawan oder West-Timor. Deutsche geograph. Blätter 10,280 (Lasch).

Bei dem Erdessen als Krankheitserscheinung nimmt der Kranke mit jeder Erde vorlieb und gibt sich auch mit Asche, Kohle u. dergl. zufrieden. Als Nahrungsmittelersatz werden vorwiegend Infusorienerden (Kieselguhr) angewandt. Die zu Heil- oder Genußzwecken benutzten Erden sind dagegen fast ohne Ausnahme feine, fette, häufig auch eisenhaltige Tone in natürlichem oder in leichtgebranntem Zustand. Analysen sind nur selten davon ausgeführt; Tietze[1]) hat die Zusammensetzung von drei persischen Erden mitgeteilt, außerdem sind bei König[2]) noch zwei weitere Analysen eßbarer Erden aus Japan und Java angegeben. In manchen Fällen mag ein Gehalt an Salzen oder anderen, geschmackgebenden Stoffen die Veranlassung zum Genuß gewesen sein; in vielen Fällen scheint es sich aber um ganz geschmacklose, in Wasser vollkommen unlösliche Erden zu handeln; dies gilt namentlich von den im gebrannten Zustand genossenen Tonen.

Die von mir untersuchte Probe eßbarer Erde aus Deutsch-Neu-Guinea ist ein fetter Ton von ockergelber Farbe, eine echte Terra rossa; sie besitzt einen charakteristischen, kampferähnlichen Geruch und einen nicht unangenehmen würzigen Geschmack. Sie ist sehr fein und knirscht nicht zwischen den Zähnen. Beim Kochen mit Wasser nimmt dieses den Geschmack an, hinterläßt aber beim Eindampfen nur einen sehr geringen Rückstand. Beim Erhitzen färbt sich die Erde dunkelbraun, nach dem Erkalten ist die Farbe gelbbraun. Unter dem Mikroskop erweist sie sich als durchaus einheitlich; sie besteht aus mehr oder minder großen Partikelchen eines mit brauner Farbe durchsichtigen Minerals von schwacher Doppelbrechung. Oxydierbare organische Stoffe können nur spurenweise vorhanden sein, da sowohl der rein wässrige Auszug, als auch eine Lösung in verdünnter Schwefelsäure durch einen Tropfen Kaliumpermanganatlösung bleibend rot gefärbt wird. In Salzsäure und Salpetersäure ist die Erde teilweise löslich, die Lösungen enthalten keine Phosphorsäure und nur Spuren von Sulfaten und Chloriden. Die quantitative Analyse ergab folgende Zahlen:

0,9946 g Substanz: 0,3266 g SiO_2, 0,3386 g Al_2O_3, 0,1387 g Fe_2O_3, 0,0038 g CaO, 0,0062 g $Mg_2P_2O_7$; — 0,8501 g Substanz: 0.1618 g Glühverlust; — 1,1787 g Substanz: 0,0638 g H_2O b. 110^0 weggehend. In Prozenten

[1]) Tietze, Die Mineralreichtümer Persiens. Jahrb. k. k. geol. R.-A. Wien 1879 S. 654.

[2]) König, Chemie d. menschl. Nahrungs- und Genußmittel. 1904. Bd. 2, 1372.

	lufttrocken	bei 110⁰ getrocknet
SiO_2	32,83%	34,71%
Al_2O_3	34,03%	35,98%
Fe_2O_3	13,94%	14,74%
CaO	0,38%	0,40%
MgO	0,23%	0,24%
Glühverlust	19,03%	14,40%
(H_2O b. 110⁰	5,41%)	100,47%.
	100,44%	

50 g Erde wurden zehnmal mit je 100 ccm Wasser ausgekocht und der wässrige Auszug eingedampft. Nach dem Trocknen bei 110⁰ blieben 0,0250 g zurück, die beim Glühen 0,0056 g nichtflüchtige Bestandteile hinterließen. In letzterem Rückstand konnten auf mikrochemischem Weg Kalium, Natrium, Chlor und Schwefelsäure nachgewiesen werden.

Rückstand bei 100⁰ getrocknet	0,050%
Alkalisalze	0,011%
flüchtige Bestandteile	0,039%.

Behufs einer näheren Untersuchung der flüchtigen Bestandteile wurden weitere 50 g Erde mit Natronlauge versetzt und mit Wasserdampf destilliert. Das in verdünnter Salzsäure aufgefangene Destillat war ganz schwach milchig getrübt. Es wurde mit Äther ausgeschüttelt, wobei sich die Trübung löste. Die ätherische Lösung hinterließ beim Verdunsten einen sehr geringen Rückstand organischer Natur, der den kampferähnlichen Geruch der ursprünglichen Erde in sehr verstärktem Maße zeigte und ohne Zweifel die einzige Ursache dieses Geruchs, sowie des eigentümlichen Geschmacks der Erde ist. In ihm haben wir auch wohl denjenigen Bestandteil zu sehen, der die Anwendung gerade dieser Erdart als Medikament veranlaßt hat. Zu einer näheren Untersuchung, insbesondere auch auf seine physiologischen Wirkungen, war die mir zur Verfügung stehende Probe viel zu klein.

Aus der mit Äther ausgeschüttelten salzsauren Lösung wurden 0,0886 g eines Platindoppelsalzes erhalten, von dem 0,0616 g beim Glühen 0,0271 g Platin hinterließen und sich damit als reines Ammoniumplatinchlorid erwiesen.

Berechnet für $(NH_4)_2PtCl_6$	43,9%	Platin
gefunden	44,0%	„ .

Die Erde enthält demnach

0,043% Chlorammonium oder
0,014% Ammoniak.

Neben Ammoniak sind also keine weiteren mit Wasserdampf flüchtigen basische Stoffe d. h. keine Alkaloide anwesend. Da der vorhin erwähnte organische Körper nur in so außerordentlich

geringer Menge vorhanden ist, dürfte die Wirksamkeit der Erde wohl ausschließlich auf ihren anorganischen Bestandteilen beruhen.

Zur Aufklärung der mineralogischen Natur der Erde wurden noch folgende Bestimmungen ausgeführt.

1,0278 g Substanz hinterließen beim Erwärmen mit verdünnter Salzsäure 0,6085 g unlöslichen Rückstand, darin waren enthalten 0,3405 g SiO_2 und 0,2660 g Al_2O_3 (mit nur geringen Spuren Fe_2O_3). Auf bei 110° getrocknete Substanz umgerechnet, ergibt sich hieraus

in HCl unlöslicher Rückstand	62,60%
davon SiO_2	35,02%
Al_2O_3	27,36%.

Der unlösliche Rückstand besitzt eine weiße Farbe. Bei der Behandlung mit Salzsäure geht also alles Eisen und ein Teil der Tonerde in Lösung. Bei einer weiteren Analyse wurde der unlösliche Rückstand vor dem Aufschließen mit einer verdünnten Lösung von Natriumkarbonat gekocht, um lösliche Kieselsäure zu entfernen.

1,2570 g Substanz: 0,7309 g unlöslicher Rückstand, darin 0,3973 g SiO_2.

Auf bei 110° getrocknete Substanz umgerechnet, gibt dies

unlöslicher Rückstand	61,47%
davon SiO_2	33,41%
Al_2O_3	28,06%.

Aus dem Vergleich beider Analysen folgt, daß 1,61% SiO_2 in Form durch Salzsäure zersetzbarer Silikate vorhanden ist.

Der in Salzsäure unlösliche Rückstand enthält Kieselsäure und Tonerde in einem dem Kaolin entsprechenden Verhältnis. Daß er wirklich aus Kaolin besteht, wurde in der Weise nachgewiesen, daß eine etwas größere Menge Erde zunächst mit Salzsäure, dann mit einer Natriumkarbonatlösung behandelt und der Rückstand nach dem Trocknen bei 110° analysiert wurde.

0,8583 g Substanz verloren beim Glühen 0,1204 g Wasser; der Rückstand gab beim Aufschließen 0,3948 g SiO_2 und 0,3470 g Al_2O_3

In Prozenten		für Kaolin berechnet
SiO_2	46,0%	46,5%
Al_2O_3	40,4%	39,6%
H_2O	14,0%	13,9%
	100,4%	100,0%.

Der in Salzsäure unlösliche Teil der Erde ist also tatsächlich Kaolin. Läßt man die geringe Menge Kalk und Magnesia, sowie die durch Salzsäure abscheidbare Kieselsäure unberücksichtigt, so bleibt für den löslichen Teil

Al_2O_3	7,9%
Fe_2O_3	14,7%
H_2O	4,4%.

Da die Mengen von Tonerde und Wasser genau auf die Zusammensetzung des Hydrargillits stimmen, darf man wohl annehmen, daß sie auch als solcher vorhanden sind. Das Eisenoxyd müßte dann in wasserfreier Form in der Erde enthalten sein. Die mineralogische Zusammensetzung der Erde ergibt sich somit als folgende

33,4%	SiO_2	
28,4%	Al_2O_3	= 71,8 % Kaolin
10,0%	H_2O	
7,6%	Al_2O_3	
4,0%	H_2O	= 11,6% Hydrargillit
		14,7% Eisenoxyd
		98,1%.

Der Rest sind Calcium- und Magnesiumsilikate. Daß Eisenoxyd und Tonerde in dem löslichen Teil annähernd in molekularem Verhältnis vorhanden sind, ist wohl nur Zufall.

Beschränkt man die Bezeichnung Laterit, was durch die Untersuchungen BAUERS[1]) wohl gerechtfertigt ist, auf die aus Hydrargillit und Eisenoxyd bestehenden Verwitterungsprodukte, so würde die vorliegende Erde ein Gemenge von Kaolin und Laterit vorstellen.

Wie schon erwähnt, ist die untersuchte Erde eine Terra rossa. Während man bisher wohl allgemein die in den Mittelmeerländern, besonders im Karst so weitverbreitete Terra rossa für den Auflösungsrückstand von Kalksteinen ansah, glauben GUPPY und MURRAY die Terra rossa der Koralleninseln als das Verwitterungsprodukt von angeschwemmtem Bimstein auffassen zu müssen[2]). Ist diese Ansicht richtig, so wären die Terra rossa des Karstes und die der Koralleninseln zwei ganz verschiedene Gebilde, die ihren verschiedenen Ursprung ohne Zweifel auch in ihrer abweichenden chemischen und mineralogischen Zusammensetzung erkennen lassen

[1]) M. BAUER, Beiträge zur Geologie der Seychellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. N. Jahrb. f. Min. 1898, 2. 163.

[2]) J. WALTHER, Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1894 S. 560. Da mir die Originalmitteilungen von GUPPY und MURRAY nicht zugänglich waren, und WALTHER hierüber nichts angibt, entzieht es sich meiner Kenntnis, durch welche Gründe GUPPY und MURRAY zu ihrer Auffassung bewogen sind. Die Annahme eines vulkanischen Ursprungs der Terra rossa hat übrigens TARAMELLI zeitweilig auch für die Mittelmeerländer vertreten, später aber zu Gunsten der Auflösungstheorie aufgegeben, vgl. TIETZE, Jahrb. k. k. geol. R.-A. Wien 1885, S. 314.

müßten. Analysen der Terra rossa des Karstes sind bisher nur von LORENZ[1]) und von VIERTHALER[2]) ausgeführt worden. Da von beiden die Zusammensetzung des in Säuren unlöslichen Teils nicht vollständig untersucht worden ist, können sie die vorliegende Frage nicht mit Sicherheit entscheiden. Doch lassen sich immerhin schon einige Folgerungen daraus entnehmen. Die Menge der durch Salzsäure abscheidbaren Kieselsäure ist bei allen Analysen so klein, daß sie keinen merklichen Einfluß auf die Berechnung hat. Das in der salzsauren Lösung gefundene Aluminium- und Eisenoxyd muß demnach als solches oder in hydratischem Zustande zugegen sein. Da nur der Gesamtgehalt an Wasser bestimmt wurde, läßt sich leider nicht ersehen, wieviel davon hygroskopisches und wieviel gebundenes Wasser ist. Der z. T. recht hohe Tonerdegehalt des unlöslichen Rückstandes läßt auf das Vorhandensein von Tonerdesilikaten (Kaolin) schließen, der Überschuß an Kieselsäure dürfte wohl Quarz sein. Wir haben es also höchstwahrscheinlich auch in der Terra rossa des Karstes mit einer Mischung von Laterit und Kaolin zu tun, der außerdem noch mehr oder minder große Mengen von Kalkstein und Quarz beigemengt sind. Aus der ähnlichen Zusammensetzung darf man nun aber wohl auch auf einen ähnlichen Ursprung schließen d. h. die von mir untersuchte Terra rossa von Neu-Guinea ist ebenso wie die Terra rossa des Karstes das Verwitterungsprodukt von Kalksteinen. Ob dieser Schluß auch auf die Terra rossa der Koralleninseln im allgemeinen ausgedehnt werden kann, bedarf noch weiterer Untersuchung, ist aber sehr wahrscheinlich. Auch die weitere Frage nach der Herkunft der tonigen Bestandteile der Kalksteine ist durch die Untersuchungen von GUPPY und MURRAY doch wohl noch nicht endgültig entschieden. Da ich beabsichtige, meine Arbeiten auch nach dieser Richtung auszudehnen, wäre ich für Überlassung geeigneten Materials zu diesem Zwecke sehr dankbar.

[1]) Über die Aufforstung des Karstes. Mitt. k. k. geograph. Ges. Wien 1860, **4**. S. 111.

[2]) Sulla natura chimica dei terreni arabili del circondario di Trieste. Boll. Soc. Adriatica di sci. nat. Trieste 1879, **4**. S. 34. — La terra rossa del Carso paragonata con quella delle Indie. Ebenda 1880, **5**. S. 318.

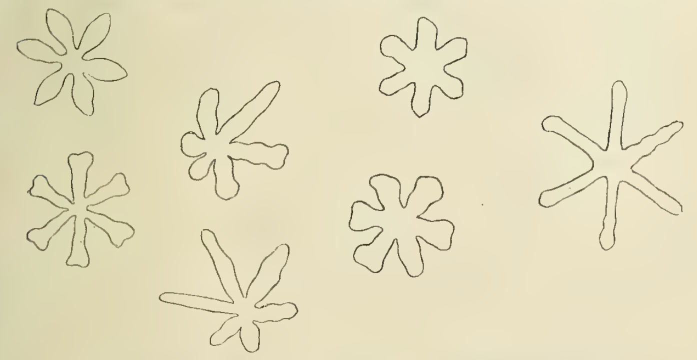
41. Ein Kreide ähnlicher, wahrscheinlich jungtertiärer Kalkmergel aus Kaiser-Wilhelmsland (Deutsch-Neu-Guinea).

Von Herrn O. Haupt.

Freiburg i. Br., den 18. Dezember 1905.

Hierzu 1 Textfig.

Im Anfang dieses Jahres bekam Herr Prof. G. Boehm aus Deutsch-Neu-Guinea[1]) eine Kollektion von Gesteinen zugesandt, unter denen sich auch eine weiße kreideartige Gesteinsmasse vom Sattelberg bei Finschhafen befand. Durch die Güte des genannten Herrn erhielt ich das Material zur Untersuchung auf seine organische Zusammensetzung. Zu diesem Zwecke wurde ein doppelter Weg eingeschlagen. Einmal wurde das Material mit Salzsäure behandelt und der erhaltene kieselige Rückstand zur Herstellung der Präparate benutzt, das andere Mal das durch Schlemmen mit Wasser erhaltene Pulver dazu verwendet. Der auf ersterem Wege gewonnene kieselige Rückstand bestand unter dem Mikroskop zur größeren Hälfte aus Spongiennadeln, das Übrige wurde von Radiolarien- und Diatomeen-Schalen gebildet. Auch fanden sich zahlreiche Steinkerne von Foraminiferen darin vor, die meistens aus Glaukonit oder Eisenoxydhydrat bestanden. Der auf dem zweiten Wege durch Schlemmen mit Wasser erhaltene Rückstand zeigte dagegen neben den schon angeführten Organismen einen großen Reichtum an Coccolithen von z. T. riesiger Größe. Außerdem fielen durch ihre Menge kleine, bis 0,05 mm große, aus Kalkspat bestehende, zierliche Sechsstrahler und Platten von mehr oder minder regelmäßiger Ausbildung (s. Abb.) auf.



Kalkkörper aus der Lederhaut von Holothurien.

---

[1]) Vgl. Fußnote[1]) zu Artikel 40 S. 557.

Diese schon von JUKES-BROWNE und HARRISON[1]) bei Besprechung der Radiolarienerden von Barbados als sog. „Crystalloids" angeführte, von SORBY aus Ablagerungen von West-Java beschriebene und bereits von EHRENBERG aus den Kalken von Ober-Egypten und des Libanon abgebildete Kristalle sind durch die gütige Vermittelung des Herrn Prof. HAECKEL, der Abbildungen derselben von Herrn Prof. STEINMANN zugesandt erhielt, als die Kalkkörper aus der Lederhaut von Holothurien festgestellt worden. Die Coccolithen und die Kalkkörper der Holothurien bilden in den ungeätzten Präparaten gewissermaßen die Grundmasse, in der die übrigen Organismen eingestreut erscheinen, sodaß man das Material auch als Coccolithenschlamm bezeichnen könnte. Bei der Bestimmung der Radiolarien habe ich mich hauptsächlich auf die Arbeiten von HAECKEL, RÜST und STÖHR beschränkt, während ich für die Diatomeen ENGLER und PRANT. Die natürlichen Pflanzenfamilien, benutzte.

Die vorgefundenen Organismen verteilen sich auf folgende Ordnungen:

I) Coccolithen.

II) Diatomeen.

Eupodiscus sp.
Coscinodiscus (Micropodiscus) sp.
Sceptroneis (Peronia) erinacea
Cocconeis (Orthoneis) punctatissima
Synedra (Ardissonia) superba
Plagiogramma sp.
Diatomella sp.
Actinocyclis cf. *ovalis*
Auliscus sp.
Eutriceratium sp.
Achnantes sp.
Entogonia sp.
Navicula sp.

III) *Foraminifera.*

Globigerina sp.

[1]) On the Geology of Barbados. Quart. Jour. geol. Soc. London. 48. 1892. S. 178.

IV) *Radiolaria.*

a) *Spumelaria.*

Otosphaera polymorpha HAECK.
Stylodictya sp.
Porodiscus cf. *flustrella* HAECK.
Rhopalastrum rotundum RÜST.
Rhopalastrum sp.
Stylochlamydium sp.
Cenosphaera sp.
Spongophacus cf. *siculus*
Cladococcus sp.
Amphibrachium sp.
Zygartus chrysalis HAECK.
Coccodiscus sp.
Sethodiscus lenticula HAECK.
Lithelius sp.
Trochodiscus cf. *stellaris* HAECK.
Hexacontium sp.

b) *Nasselaria.*

Siphocampe cf. *annulosa* HAECK.
Gorgospyris sp.
Tricolocampe sp.
Litharachnium cf. *araneosum* HAECK.
Sethoconus sp.
Theocapsa aristotelis HAECK.
Pterocanium bicorne HAECK.
Tripocyrtis sp.
Carpocanistrum flosculum HAECK.
Theocorys cf. *obliqua* HAECK.
Lampromitra sp.
Botryocella sp.
Lithomelissa cf. *bütschlii* HAECK.
Lithostrobus sp.
Peridium cf. *palmipes* HAECK.
Eusyringium sp.
Acrobotrys disolenia HAECK.
Halicapsa cf. *triglochin* HAECK.
Lithostrobus cf. *lithobotrys* HAECK.
Clathrocyclas sp. (Fragment).
Eucecryphalus sp.
Ceratospiris } Fragmente.
Zygocircus }

V) *Spongia.*

Monaxonier- und Tetraxonier-Nadeln, Kugeln, Anker u. Scheiben Desmone der Lithistiden. *Stellata* ähnliche Kugeln.

Eine im hiesigen chemischen Laboratorium von Herrn Dr. MEIGEN[1]) ausgeführte Analyse dieser Kalkerde ergab folgendes Resultat:

12,1 %	$Si O_2$
1,3 %	$Al_2 O_3 + Fe_2 O_3$
47,9 %	Ca O
37,3 %	Glühverlust
	Spuren von Magnesia
98,6 %.	

[1]) Für die freundliche Ausführung dieser Analyse möchte ich an dieser Stelle Herrn Dr. MEIGEN meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Nimmt man nun an, daß der Glühverlust besonders durch die entweichende Kohlensäure hervorgerufen, daß diese aber im frischen Gestein an Ca O gebunden gewesen ist, so erhält man folgende Werte:

12,1 % SiO_2
1,3 % $Al_2O_3 + Fe_2O_3$
67,9 % $CaCO_3$
17,3 % H_2O
Spuren von Magnesia

98,6 %.

Setzt man ferner den Fall, daß die organische amorphe Kieselsäure 13 % H_2O zu binden vermag, so erhält man

13,893 % $SiO_2 + H_2O$
1,3 % $Al_2O_3 + Fe_2O_3$
67,9 % $CaCO_3$
15,507 % H_2O
Spuren von Magnesia

98,6 %.

Hieraus kann man ersehen, daß sich die kieseligen Bestandteile zu den kalkigen verhalten wie etwa 14: 68 oder 1: 5.

Was nun die Absatztiefe dieses Kalkschlammes anbetrifft, so kann sie wegen des großen Gehaltes an $CaCO_3$ keine allzu große gewesen sein, und würde vielleicht eine Tiefe von ca. 1000 m der Wirklichkeit nahe kommen. Aus dem Vorkommen der Formen wie *Litharachinium*, *Sethoconus* und *Navicula*, die sich im ältern Tertiär, so viel ich weiß, nicht finden, läßt sich auf ein jungtertiäres Alter der Ablagerungen schließen. Eine genauere Bestimmung derselben an der Hand der gemachten Funde ist meines Erachtens nach nicht zulässig. Die Ablagerung befindet sich heute nach der Mitteilung Sr. Exzellenz Dr. A. Hahl, 1000 m über den Meeresspiegel des pazifischen Ozeans, und zwar — wie schon Eingangs kurz erwähnt —, auf dem Sattelberg, einwärts Finschhafen. Über die Lagerungsverhältnisse gibt der Bericht, dessen Wortlaut ich folgen lasse, folgenden Aufschluß: „Das ganze Gebirge der aus dem Huongolf sich vorstreckenden Halbinsel scheint nach der bisherigen Kenntnis von einem mächtigen Mantel von korallinischem Gestein überzogen, das in der Höhe unter Verwischung der ursprünglichen Riffbildung in eine kreideähnliche Masse übergeht. Mächtige Schichten von Terra rossa (Laterit) lagern darüber“. Inwieweit die Lagerungsverhältnisse mit denen von Barbados übereinstimmen, läßt sich aus diesen Angaben nicht

genau ersehen, ich vermute aber, daß sie den dortigen sehr ähnlich sind.

Ferner möchte ich noch auf eine kürzlich erschienene Mitteilung von TH. FUCHS[1]) in Wien hinweisen, worin derselbe darauf aufmerksam macht, daß für die Ausbildung des Tertiärs im südöstlichen Australien und Neuseeland, sowie vielleicht überhaupt für insulare Gebiete „Littoralbildungen verbunden mit einer batymetrisch tiefern Fazies“ typisch seien. Auch unser Fund scheint diese Angaben zu bestätigen, indem neben den Korallenkalken dieser Tiefseeschlamm sich vorfindet.

Die Höhendifferenz, die sich aus der Absatztiefe unserer Ablagerung und ihrem jetzigen Fundpunkte ergibt, läßt sich nur auf eine Hebung des ehemaligen Meeresbodens zurückführen, und dürfte der Betrag derselben mit ca. 2000 m nicht zu hoch veranschlagt sein. Diese Erscheinung zeigt uns wieder, daß das Gebiet der pazifischen Südseeinseln seit tertiärer Zeit bedeutenden Schwankungen im Meeresniveau unterworfen war und noch heute ist.

Zum Schluß möchte ich nicht versäumen, meinen verehrten Lehrern, den Herren Geh. Hofrat Prof. STEINMANN und Prof. G. BOEHM, sowohl für die Anregung zu dieser Arbeit als auch für ihre reichliche Unterstützung bei derselben, meinen vorzüglichsten Dank zu sagen.

---

42. Zur Geologie der südöstlichen Rheinpfalz.

Von Herrn CARL RENZ in Breslau.

Palermo, den 28. Dezember 1905.

Die im Bereiche des Kartenblattes Speyer der geologischen Karte Bayerns von mir vorgenommenen Untersuchungen haben einige neue Ergebnisse geliefert, die in den folgenden Ausführungen kurz mitgeteilt werden sollen.

1. Über Lias und Rhät im Queichtal.

Auf der Südseite des Queichtals, kurz nach dem Durchbruch der Queich durch den Gneis von Albersweiler und ihrem Austritt aus dem Gebirge, konnte in der Nähe der dortigen Keuper-Bildungen auch Lias festgestellt werden.

Während im pfälzischen Keuper, mit Ausnahme der obersten, von mir neu nachgewiesenen Schichten, Aufschlüsse vorhanden

---

[1]) Einige Bemerkungen zu der jüngst erschienenen Mitteilung des Herrn Prof. GEORG BOEHM: „Über tertiäre Brachiopoden von Oamaru, Südinsel Neuseeland.“ Diese Zeitschr. 1905 Nr. S. 170 f. 4.

sind, die eine genauere Untersuchung gestatteten, traten bisher Lias-Ablagerungen nicht zu Tage. Nur lose umherliegende Gesteinsstücke mit Liasfossilien, die bei den Weinbergrodungen herausgegraben worden waren, verrieten das Anstehen des Jura unter dem tiefgründigen, reich angebauten Acker- oder Weinbergboden.

Jetzt sind Ablagerungen liasischen Alters auch anstehend aufgeschlossen worden.

Der Lias im Queichtal ist bis jetzt die einzige Vertretung der Juraformation in der Rheinpfalz.

Am Ohrenberg, in der Nähe von Siebeldingen, hatte Gümbel in losen Brocken eines grauen, mergeligen Kalkes, die nach seiner Annahme aus den dortigen Weinbergen stammten, Liasfossilien entdeckt.[1])

Er zitiert von hier folgende Arten:

Arten	
1. *Psiloceras Johnstoni*	Unterer Lias.
2. *Arietites semicostatus*	
3. *Belemnites acutus*	
4. *Nautilus striatus*	
5. *Lima gigantea*	
6. *Lima succincta*	
7. *Unicardium cardioides*	
8. *Gryphaea arcuata*	
9. *Monotis* cf. *olifex*	
10. *Pecten Hehli*	
11. *Ostrea ungula*	
12. *Terebratula cor*	
13. *Rhynchonella belemnitica*	
14. *Rhynchonella gryphitica*	
15. *Pentacrinus tuberculatus*	

Arten	
1. *Amaltheus margaritatus* var. *coronatus*	Mittlerer Lias.
2. *Arietites Kridion*	
3. *Belemnites clavatus*	
4. *Pecten textorius*	
5. *Leda subovalis*	
6. *Gresslya liasina*	
7. *Pleurotomaria helicinoides*	
8. *Rhynchonella variabilis*	

---

1. *Monotis substriata* — Oberer Lias.

[1]) Erläuterungen zu dem Blatte Speyer der geognostischen Karte Bayerns S. 20, 35 und 59.

Ein zweites Liasvorkommen, von dem Gümbel jedoch keine Versteinerungen anführt, liegt östlich des Birkweiler-Tales.

Die Liasablagerungen reichen hier vom Schäntzel bis gegen Birkweiler. An dieser Lokalität ist ebensowenig, wie am Ohrenberg, einAufschluß vorhanden und die Liasschichten haben schon eine recht tiefgehende Verwitterung erlitten.

Trotzdem konnten jetzt in den dortigen Weinbergen mehrere Fossilien ermittelt werden, nämlich:

1. *Spiriferina tumida* Buch
2. *Rhynchonella plicatissima* Quenst.
3. *Rhynchonella gryphitica juvenis* Quenst.
4. *Rhynchonella gryphitica pilula* Quenst.
5. *Rhynchonella Turneri* Quenst.
6. *Gryphaea arcuata* Lam.
7. *Gryphaea obliqua* Gf.
8. *Lima gigantea* Sow.
9. *Lima pectinoides* Sow.
10. *Psiloceras Johnstoni* Sow.
11. *Schlotheimia angulata* Schloth.
12. *Arietites geometricus* Oppel
13. *Belemnites acutus* Miller
14. *Pentacrinus scalaris* Mill.

Neuerdings sind nun die Liasschichten, deren Vorhandensein, wie schon erwähnt, bisher nur die bei den Weinbergrodungen herausgegrabenen, losen, fossilführenden Kalkstücke ankündigten, in einer Tongrube zwischen Birkweiler und Albersweiler selbst angeschnitten worden.

Das tiefste, vorerst in einer Mächtigkeit von ca. $1^1/_2$ m aufgeschlossene Niveau bilden hier scheinbar annähernd horizontal gelagerte schwarze, blättrige Tonschiefer und eine Lage von stark pyritösem, grüngrauem Sandstein.

An Stellen, wo der Schwefelkies in dem letzteren Gestein etwas mehr zurücktritt, lassen sich neben zahlreichen Schuppen massenhaft kleine Zweischaler erkennen.

Diese erinnern an die „unsicheren" Vorläufer Quenstedts, lassen sich aber kaum näher bestimmen[1]).

Die Oberseite des pyritösen Sandsteins ist mit Cardinien bedeckt, die zwar nicht sehr gut erhalten sind, jedoch meiner Ansicht nach zu *Cardinia depressa* gehören. *Cardinia depressa* Zieten ist in Schwaben aus dem Psilonoten-Niveau bekannt.

---

[1]) Eine in der Grube lose aufgefundene braune Sandsteinplatte hat übrigens auch große Ähnlichkeit mit den Taeniodon-Lagen Norddeutschlands. (*Taeniodon praecursor* Schloenb.).

Bisweilen gehen hier die Cardinien jedoch auch tiefer herunter und sind, wie bei Rosenau, in der Tübinger Gegend, als Abdrücke auf der Oberseite des Bonebeds vorhanden.

Die pyritösen Sandsteine und schwarzen Tonschiefer vertreten in der Rheinpfalz daher jedenfalls Aequivalente des Bonebeds.

In Schwaben fehlen mit wenigen Ausnahmen tonig-schiefrige und pyritöse Bildungen im Bonebed, sondern es besteht nur aus einer Zahn- und Knochenbreccie von ganz geringer Mächtigkeit.

Eine ähnliche Entwickelung des Bonebeds, wie in der Pfalz, zeigen jedoch die Vorkommen auf der gegenüberliegenden Rheinseite, so namentlich das Profil am Galgenberg bei Malsch.

Hier beteiligen sich an der Zusammensetzung des Bonebeds ein rotbraunes Tonsandsteinplättchen mit Schwefelkies-Knauern, Knochenresten, Schuppen und Muscheltrümmern innerhalb einer Wechsellagerung von schwarzem, blättrigem, sandigem Ton und braunen Sandsteinplättchen; darunter liegt in Baden der gelblichweiße Bonebed-Sandstein.

Den über diesen Grenzschichten lagernden unteren Lias bilden in der Tongrube bei Birkweiler eine etwa 30 m mächtige Folge von blauschwarzen bis grauen, vielfach bituminösen, tonigen Kalken und Mergeln, die verwittert einen zähen, gelben Lehm geben.

Untergeordnet finden sich auch Einlagerungen von Tutenmergel; manche der Mergelkalke sind von Algenartigen Gebilden durchzogen.

Es handelt sich jedenfalls um küstennahe Bildungen, wie dies auch durch eingeschwemmte Holzstücke, die bisweilen gefunden werden, angedeutet wird.

Die Lagerung dieser an dem Randbruch des Haardtgebirges niedergesunkenen, vielfach zerstückelten Liasscholle ist jedoch zu verworfen, um eine Zonengliederung, wie etwa weiter südlich im Zaberner Bruchfeld, durchführen zu können.

Außerdem wird in der Grube gearbeitet, so daß der Aufschluß z. T. verschüttet und steten Veränderungen unterworfen ist.

Aus den mergeligen Kalken wurde ein reichhaltiges, paläontologisches Material gewonnen, das die folgenden Arten enthält:

1. *Spiriferina tumida* Buch.
2. *Zeilleria vicinalis* α Quenst.
3. *Zeilleria psilonoti* Quenst.
4. *Rhynchonella plicatissima* Quenst.
5. *Rhynchonella ammonitica* Quenst.
6. *Rhynchonella belemnitica* Quenst.

7. *Rhynchonella gryphitica juvenis* Quenst.
8. *Rhynchonella gryphitica pilula* Quenst.
9. *Rhynchonella triplicata juvenis* Quenst. α
10. *Rhynchonella calcicosta* Quenst. β/γ
11. *Rhynchonella Turneri* Quenst.
12. *Rhynchonella oxynoti* Quenst.
13. *Lima gigantea* Sow.
14. *Lima pectinoides* Sow.
15. *Lima Hermanni* Zieten α
16. *Lima punctata* Sow.
17. *Monotis olifex* Quenst.
18. *Anomia* spec.
19. *Gryphaea arcuata* Lam. (äußerst zahlreich).
20. *Gryphaea obliqua* Gf.
21. *Gryphaea cymbium* Lam. var. γ
22. *Psiloceras Johnstoni* Sow.
23. *Psiloceras plicatulum* Quenst.
24. *Psiloceras subangulare* Oppel.
25. *Schlotheimia angulata* Schloth.
26. *Schlotheimia Charmassei* Orb.
27. *Schlotheimia depressa* Wähner.
28. *Arietites ceratitoides* Quenst.
29. *Arietites geometricus* Oppel
30. *Arietites coronaries* Quenst.
31. *Arietites rotiformis* Sow.
32. *Nautilus striatus* Sow.
33. *Nautilus latidorsatus* Orb.
34. *Belemnites acutus* Miller
35. *Pleurotomaria* spec.
36. *Pentacrinus tuberculatus* Mill.
37. *Pentacrinus scalaris* Mill.
38. *Pentacrinus moniliferus* Quenst.

Diese Fauna enthält fast ausschließlich Formen, die für den unteren Lias, und zwar sowohl für Lias α, wie β bezeichnend sind.

Nur ganz vereinzelte und dazu nicht besonders charakteristische Typen, nämlich *Rhynchonella calcicosta* oder die nur mangelhaft erhaltene *Gryphaea cymbium* var. deuten auch auf Lias γ hin.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß in dem Aufschluß zwischen Birkweiler und Albersweiler der untere Lias ausgezeichnet paläontologisch entwickelt ist; auch das Liegende desselben ist dort zum ersten Mal in der Rheinpfalz angetroffen worden.



Fig. 1, 2, 3 *Spiriferina tumida* Buch. Unterer Lias. Tongrube Birkweiler.

Gümbel führt jedoch aus seinem, nicht aus anstehendem Gestein stammenden Material noch verschiedene Arten an, die sonst dem mittleren Lias angehören, während *Monotis substriata* sogar auf eine Vertretung des oberen Lias schließen läßt.

Mannigfache Berührungspunkte verbinden den pfälzischen Lias mit den südlicheren, gleichalterigen Bildungen des Elsaß.

Seine Stellung ist dieselbe, wie die der Juraverwerfung von Langenbrücken, wo in den Staffelbrüchen des Rheintales schmale Schollen als Reste des überall verbreitet gewesenen Deckgebirges vorhanden sind.

2. Quartärer Löß im Haardtgebirge.

Die quartären Lößablagerungen der südöstlichen Pfalz beschränken sich fast ausschließlich auf das Rheintal und die rebenbekränzten Vorhügel der Haardt.

Hier erlangen sie bekanntlich eine große Verbreitung und gehören wegen ihrer hervorragenden Fruchtbarkeit zu den wichtigsten Bodenarten dieser Gegend.

Auch auf der nordwestlichen Abdachung der Haardt verhüllen vielfach quartäre Decken das Untergrundgestein.

Im Innern des Haardtgebirges war jedoch bisher nur von einem Punkte im Speyerbachtal Quartär durch die Untersuchungen Gümbels bekannt geworden.

In der Nähe der Abzweigung des Lindenbergertälchens vom Haupttal lagert eine Lößpartie auf grobem Diluvialschutt auf.[1])

Sonst hält sich der Löß nach Gümbel außerhalb des Steilabfalls des Buntsandsteingebirges und dringt nicht weiter in die Erosionstäler desselben vor.

Nunmehr habe ich auch in dem südlicher gelegenen Queich-

[1]) Erläuterungen zu dem Blatte Speyer der geognostischen Karte Bayerns. S. 62 u. 69.

tal, in der Nähe von Annweiler, also ebenfalls in beträchtlicher Entfernung vor der Ausmündung dieses Tales aus dem Gebirge typisches Quartär feststellen können.

Am Südrand des Queichtales, in einer westlich von Queichhambach gelegenen Tongrube sind etwa in einer Tiefe von 15 m unter der Oberfläche bräunlichgraue, lehmige Lößbildungen aufgeschlossen, die massenhaft die bezeichnenden Schneckenarten führen.

Neben 1. *Pupa (Pupilla) muscorum* L sind besonders häufig:
2. *Helix (Fructicola) hispida* L.
3. *Succinea putris* L
4. *Succinea oblonga* DRAP.

Auch Knochenbruchstücke quartärer Wirbeltiere sind hier gefunden, mir aber leider zu einer näheren Untersuchung nicht zugänglich geworden.

Die geologische Situation ist übrigens auch ohne die Bestimmung dieser Säugetierüberreste genügend geklärt. Es handelt sich hierbei jedenfalls um dieselben Arten, die auch sonst aus dem Quartär der Rheinebene bekannt geworden sind.

Die petrographische Beschaffenheit der Lößbildungen im Annweiler-Tal ist dieselbe, wie sie meist gegen den Rand des Gebirges zu beobachtet wird.

Das Liegende ist nicht aufgeschlossen.

Diese Vorkommen innerhalb des Haardtgebirges sollen nach GÜMBEL insofern von Bedeutung sein, als sie gegen eine aeolische Entstehung des Lößes sprechen[1]), da in einem ausschließlichen Sandsteingebirge die Lößabsätze von außerhalb her angeschwemmt sein müßten.

Entgegen den früheren Angaben GÜMBELS dürfte es das Einfachste sein, anzunehmen, daß die nunmehr an zwei Stellen innerhalb des Haardtgebirges festgestellten Lößbildungen von den staubreichen Flächen der Rheinebene dahin verweht worden sind.

Der rein sandige Buntsandstein kann natürlich nicht das Material für den sandarmen Löß geliefert haben.

Auch an dieser Stelle möchte ich mir erlauben, den Herren Professor KOKEN in Tübingen und Oberbergrat v. AMMON in München, die mich mit der größten Liebenswürdigkeit mein Material in den dortigen Sammlungen vergleichen ließen und mir dabei in jeder Hinsicht behülflich waren, sowie Herrn Dr. v. HUENE in Tübingen nochmals aufrichtigst zu danken.

Ganz besonderen Dank schulde ich aber Herrn Professor FRECH, der mich, wie immer, auch bei dieser Bearbeitung in der freundlichsten Weise unterstützte.

[1]) Vergl. hierüber die Ausführungen GÜMBELS in den erwähnten Erläuterungen.

43. Bemerkungen zu Herrn TH. WEGNERS Aufsatz: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes.

(Aus einem Briefe an Herrn JOH. BÖHM)

von † Herrn GEORG BRANDES.

. . . Nun möchte ich zunächst auf einen Fehler in der vergleichenden Tabelle aufmerksam machen, worin WEGNER von einem Südflügel und Nordflügel der Quedlinburger Mulde redet. Eine „Quedlinburger Mulde“ gibt es überhaupt nicht, sondern nur eine „Quedlinburger Kreidebucht“ und ein „Quedlinburger Satteltal.“ [1]) Wohl aber zweigen sich auf der Linie Blankenburg—Langenstein u. s. w. die beiden Mulden von Blankenburg und Münchenhof [2]) ab. So wenigstens teilt EWALD ein, und ich denke, WEGNER müßte von einem Südflügel und Nordflügel der Blankenburger Mulde reden. Übrigens wäre auch die Bezeichnung „Quedlinburger Mulde“ aus dem tatsächlichen Grunde unrichtig, als die Stadt zu 95 % im Aufbruchstal liegt.

Was versteht der Autor unter den „Mergeln von Kattenstedt (Salzberg)“? Meint er die im Felde verdeckten, wie Salzberg aussehenden Schichten, von denen auch wir vor fünf Jahren noch Brocken sammelten? Ich habe sie ja mit Ewald als Heimburggestein erwähnt, da die Formen, die im Museum für Naturkunde aufbewahrt werden, sämtlich indifferent sind. Nach den Belemniten im Geologischen Landesmuseum sind sie doch aber, soviel ich mich erinnere, Ilsenburggestein? In diesem Falle würde ich seiner Meinung doch sehr widerstreben — falls nicht in der Zwischenzeit Entdeckungen gemacht sein sollten, die zu jener Ansicht berechtigen. Am ganzen Harzrand sind die Salzbergmergel steil aufgerichtet (Heimburg, Weddersleben, Neinstedt, Nieder-Ballenstedt), und hier sollten sie auf einmal muldenförmig gelagert sein? Das würde ja sogar meine kühne Annahme von einem leisen Beginne der Harzaufrichtung zur Heimburgzeit in den Schatten stellen! Und das, was man gemeinhin bei Kattenstedt aufgerichtete Salzbergmergel nennt, jene harten, krystallinen, grauen, wenig mächtigen Sandsteine an der Teufelsmauer, in denen EWALD etliche Rudistenstücke gefunden hat, halte ich nicht einmal für Salzbergmergel, der sonst nirgends so aussieht.

Nun möchte ich mich mit einigen Worten über WEGNERS Zuteilung des Salzbergmergels zur Cardissoides-Zone aussprechen.

---

[1]) bezw. einen „Aufbruchssattel“.
[2]) oder Halberstadt.

Diese Müllersche Zone in die Granulatus-Kreide zu stellen, halte ich für den Harzrand für gänzlich verfehlt — wenn anders man die Einteilung nach den Belemniten für richtig hält. STOLLEY[1]) teilte einige Jahre, bevor G. MÜLLER[2]) seine Tabelle herausgab, den Salzberg in zwei Hälften: die obere mit *Actinocamax granulatus-westfalicus, Inoceramus cardissoides, In. lobatus, In. Cripsii* und die untere mit *Act. westfalicus, Peroniceras subtricarinatum* und *In. involutus.* Dem gegenüber möchte ich als derzeit wohl genauster Kenner der dortigen Verhältnisse bemerken: Aus den unteren weichen Schichten ist mir überhaupt noch kein Belemnit zu Gesichte gekommen, trotzdem ich die Fauna gerade dieser Schichten ganz besonders eifrig gesammelt habe. Die Belemniten finden sich — trotz ihrer scheinbar großen Zahl in den Sammlungen, die auf hundertjährigem Sammeln beruht, — äußerst selten, und dann mehr nesterweise vielmehr gerade in den obersten festen Schichten. Diejenigen in der Sammlung des Museums für Naturkunde hat YXEM sicher oben gesammelt; mehrere in der v. HÄHNLEINschen Sammlung hat Dr. LAMPE in der obersten festen Bank gefunden; meine Stücke — ich besitze kein vollständiges: ein Beweis, daß es bei ihrer Seltenheit ein Glückszufall ist, wenn man ganze findet — entstammen den mittleren festen Bänken, die übrigens als sehr fest eine solche Präparation wie bei den oberen, lockeren garnicht zulassen würden. Diese Tatsachen scheinen mir also schon gegen die Zweiteilung des Salzbergmergels zu sprechen.

Nun zu den Inoceramen. Daß *In. lobatus* sich nur oben findet, stimmt, und zwar ist es meist SCHLÜTERS leicht radial gerippte Form. *In. Cripsii* berechtigt auch nicht zur Zuteilung der oberen Schichten zur Granulatus-Zone, denn seine schönsten Exemplare fanden sich gerade in der zweituntersten, weichen, grauen, glaukonitischen Mergelschicht, die mehrere Meter unter der ersten festen Bank liegt. Dort liegt auch *In. cardissoides,* von dem ich persönlich ein Exemplar in dieser selben Schicht gefunden habe und besitze. Läßt nicht übrigens SCHLÜTER in seiner Schrift „Zur Gattung *Inoceramus*“ *In. cardissoides* bis in den Emscher hinabgehen? Im Übrigen findet sich unsere Form weniger in den höchsten, als vielmehr in den mittleren und unteren festen Bänken. Ich glaube also, auch diese Form spricht gegen die künstliche Zerreißung der Salzbergschichten. Wo sollte man da die Grenze legen?

---

[1]) Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon. Archiv f. Anthropol. u. Geol. Schleswig-Holstein. 2. 1897. S. 272.

[2]) Über die Gliederung der Actinocamax-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Diese Zeitschr. April-Protokoll. 52. 1900. S. 38.

Dürfte ich also nochmal kurz zusammenfassen, was mir für die unbedingte Zurechnung der Salzbergschichten zur Westfalicus-Kreide und gegen ihre auch nur teilweise Versetzung in die Granulatus-Kreide spricht, so ist es folgendes: 1) das wohl ganz zweifellose Zusammenvorkommen der überwiegenden *Westfalici* und das starke Zurücktreten der Mischform in den oberen Schichten, 2) das Zusammenvorkommen des häufigen *In. cardissoides* und der typischen Emscherform *Act. westfalicus* in den oberen Schichten, 3) das Vorkommen von *Peroniceras subtricarinatum* und eines involuten Inoceramen am Salzberg. (Daß ein Mann wie Dames den *In. Haenleini* für den *In. involutus* gehalten haben sollte, kann ich mir nicht vorstellen). Das sind die Verhältnisse am Salzberg selbst, der ja als Normalprofil zu betrachten ist.[1]) Ich möchte hier übrigens bemerken, daß es ein Irrtum ist, wenn man hier die Salzbergmergel als mit den festen Bänken abgeschlossen betrachtet und denkt, nun müsse eigentlich gleich der Quader kommen. Man sieht ja schon am Bodeprofil noch einige Meter ganz zersetzter Tone folgen, die dann freilich bald von Erde bedeckt werden. Ich habe als Schüler vor mindestens elf Jahren in dem Hohlwege, der vom Muschelberg (Hasenköpfe) zur Altenburg hinaufführt, meiner Erinnerung nach recht weit über der obersten festen Bank einen kleinen Einschlag in den Boden gemacht, in dem typische weiche graue Salzbergmergel mit zwei *Pyrula coronata* anstanden. Am Harzrand ist der Übergang allerdings fast direkt.

[1]) Bei Langenstein ist genau diese normale Entwicklung.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1905 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.

In dieser Liste ist, wie bei den Zitaten der Aufsätze, die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band durch römische Zahl, II, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Albany. University of the State of New York. Annual Report 56, 1—4, 1902. Bulletin. 69—70, 72—82.

Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin, (2) XXXII, 1903.

Baltimore. Maryland Geological Survey. Miocene.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen, XVII, XVIII, 1.

Belgrad. Geologisches Institut der Königl. Serbischen Universität. Annales, XIV, 1—7, 1904.

Berlin. Königl. Preußische geologische Landesanstalt. Katalog der Bibliothek der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin. Bd. 1. — Abhandlungen: Neue Folge. Heft 43. W. Koehne: Sigillarienstämme: Unterscheidungsmerkmale, Arten, Geologische Verbreitung. Besonders mit Rücksicht auf die preußischen Steinkohlenreviere. — Heft 44. W. Gothan: Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermen-Hölzer. — Sonder-Kataloge des Museums für Bergbau und Hüttenwesen: I. Abteilung für Bergbau nebst Aufbereitungs und Salinenwesen von G. Franke, G. Baum, H. Potonié, Br. Dammer. II. Abteilung für Eisenhüttenwesen von H. Wedding.

— — Jahrbuch XXIII, 4, (1902). XXIV, 3, (1903). XXV, 1—3 (1903), XXVI, 1 (1905).

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate, Lief. LII, 3, 4, Statist. Lief. LII, 1, 2, LIII, 2, 3.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Mitteilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch - naturwissenschaftlichen Klasse, 1904, 41—55; 1905, 1—38.

— Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern u. Rügen in Greifswald. Mitteilungen, XXXVI, (1904).

Bern. Allgemeine schweizerische Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Verhandlungen, 1904, 87. Jahresvers. (Winterthur).

— Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen No. 1565—1590 (1904).

Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen, LXI, 1904, LXII, 1, 1905.

— Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte, 1904, 1905, 1.

Bordeaux. Société Linnéenne. Actes, (6) LIX, 9, 1904.

Boston. Society of natural history, Memoirs 1904, V, 10, 11; Proceedings, XXXI, 2—10; XXXII, 1, 2; Occasional Papers, VII, 1, 2, 3. Fauna of New England, (1. List of the Batrachia, 2. List of the Reptilia, 3. List of the Mammalia.)

Bremen. Naturwissenschaftl. Verein. Abhandlungen, XVIII, 1.

Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Cultur. Jahresbericht, LXXXII (1904). 1. Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges, dargebracht der deutschen geologischen Gesellschaft zu ihrer Tagung in Breslau, Septbr. 1904. 2. Literatur der Landes- u. Volkskunde der Provinz Schlesien umf. die Jahre 1900—03.

Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen. XLII, (1903).

— Meteorologische Commission. Bericht XXII, (1902). — Beitrag zur Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse Mährens und Schlesiens, v. H. Schindler, Brünn, 1904.

Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Bulletin XVIII, 4; XIX, 1—2.

— Académie Royale des sciences. Bulletin, 1904, 12; 1905, 1—8; Annuaire LXX (1904); LXXI (1905).

— Société Royale malacologique de Belgique. Annales, 1904, XXXIX.

— Musée Royal d'histoire naturelle de Belgique. Extrait des Memoires III. (1904).

Budapest. Földtany Közlöny. XXXIV, 11—12; XXXV, 1—7.

— Kgl. Ungarische geologische Anstalt. Jahresbericht für 1902. — Mitteilungen a. d. Jahrbuche d. K. Ung. geol. Anstalt. XIV, 2, 3; XV, 1.

Buenos Aires. Boletin de la Academia nacional de ciencias en Cordoba. XVII, 4; XVIII, 1.

— Museo nacional. Anales; (3) IV.

Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Proceeding. IV, (1903-04), V, (1905). Annual Report. Year 1905.

Caen. Société Linnéenne de Normandie. Bulletin, (5) VII, (1903). Mémoires. XXI, (2), 1. 1902—04.

Calcutta. Geological Survey of India. Memoirs. New Ser. II. 2; (palaeont. Ind.) XXXII, 4; — Records. XXXI, 3, 4, 1904. XXXII, 1—3, 1905.

— Contents and Index of Volumes XXI—XXX of the Records of the Geological Survey of India 1887—1897.

Capetown. Cape of Good Hope, department of agriculture, geolog. commission. Annual report 1904. — Index to the Annual report of the geolog. Commission for the years 1896—1903.

Ceylon. Mineralogical Survey. Administrations Report. Education, science and art. IV, 1904.

Cherbourg. Société nationale des sciences naturelles et mathématiques. Mémoires (4), XXXIV, 1904.

Chicago. Field Columbian Museum. Report, ser. II, 4; geol. ser. II, 6; III, 1.

— John Crerar Library. 10 annual report, 1904.

Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlinger 1904; Skrifter 1904. — Arkiv for Mathematik og Naturvidenskab XXVI, 1—4.

Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht. N. F. XLVII. 1904-05.

Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen N. F. VII. 1903 u. 04.

Colorado. Colorado College. General Series No. 13—15; Colorado Springs.

Columbus, Ohio. Geological Survey of Ohio. Bulletin, ser. IV, No. 2. 3. 1903 u. 04. Preliminary Report of the Ohio co-operative topographic Survey. 1903.

Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften. N. F. XI, 1—3; 1904 u. 05. — Katalog der Bibliothek d. naturf. Gesellsch., a. Mathematik, b. Astronomie 1 (1904).

Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt, (4), XXV.

Des Moines. Iowa geological survey. Annual Report, XIV, 1903.

Dijon. Académie des sciences. Mémoires. (4), IX. 1903—04.

Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte, XIII, 3; Schriften, XIII—XV, 1903. — Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands. XII. 3. (1905).

Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1904 (Juli—Dez.); 1905 (Jan.—Juni).

Dublin. Royal Irish academy. Proceedings, XXV, B, 1—6.

— Royal Dublin Society. Scientific Transactions, (2), VIII, 6—16. Index. IX, 1. Scientific Proceedings, N. S. X, 2, 3; XI, 1—5. 1904-05. The Economic Proceedings, I, 5, 6. 1905.

Edinburg. Royal physical society. Proceedings, 1904—1905, XVI, 1—3.

Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1904. 1. Allgem. Teil; 2. Statistisch. Teil. — Bücher-Verzeichnis, 3. Ausg. abgeschlossen 31. 12. 1904.

Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle publicazioni italiane 1905. Indice alfabet. 1904.
Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen, XXVII, 4; Bericht, 1905.
Fribourg. Société Fribourgeoise des sciences naturelles. Bulletin. Compte rendu 1903—04.
Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires, XXXIV, 5. XXXV, 1 (1905).
Giessen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- u. Heilkunde. XXXIV. 1905.
Gotha. Petermanns Mittheilungen, LI. — 1905.
Greifswald, siehe Berlin.
Grenoble. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1904—1905, VII, 2.
Güstrow, siehe Neubrandenburg.
Hamburg. Naturwissenschaftl. Verein. Verhandlungen, (3), XII, 1904.
Hannover. Naturhistorische Gesellschaft. Jahresbericht 50—54. (1905).
Haarlem. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises (2) X, 1—5.
— Musée Teyler. Archives (2) IX, 1, 2 (1904).
— Hollandsche Maatschappy der Wetenschappen. Naturkundige Verhandelingen, Deel VI, 1.
Heidelberg. Naturhistorisch-medicinischer Verein. Verhandlungen, N. F. VIII, 1.
Helsingfors. Commission géologique de Finlande. Bulletin No. 15. (1905.)
Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaften. Verhandlungen u. Mitteilungen, LIII, 1903.
Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1904—05 nebst Views.
Jassy. Université. Annales scientif. III, 2, 3. (1905).
Indianapolis. Indiana-Academy of Science. Proceedings. 1903.
Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen. XVIII (1904—1905).
Kattowitz. Kohle u. Erz, Technisch. Centralanzeiger für Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. II. Jahrg. 2—8; 14. Kattowitz.
Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein. Schriften XIII. 1. 1905. — Register z. Band I—XII.
Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen. 1904, XCIV, 6; 1905, XCV, 1—4.
Königsberg i. Pr. Physikal.-ökonomische Gesellschaft, Schriften, XLV. 1904.

Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk Forening, No. 9. 10. 1903 u. 04.

Krakau. Akademie der Wissenschaften. mathemat.-naturwissenschaftliche Classe. Anzeiger, 1904, No. 8—10. 1905, 1—7. Katalog literat. Naukowej Polskiej IV, 1—4.

Lansing (Mich.). Michigan Academy of Science. Annual Report, V, 1903.

La Plata. Direccion general de estadistica de la provincia de Buenos Aires. Boletin mensual, V, 52; VI, 54. 56—58, 60, 1904 u. 1905. — Demografia anno 1900—02.

Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin, XL, 151; XLI, 152, 153.

Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik, XV. (1903).

— Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1904.

Lille. Société géologique du Nord. Annales, XXXIII, 1904.

London. Geological Survey of the United Kingdom. Memoirs: Summary of progress, 1904. — Water Supply of Lincolnshire 1904. — Memoirs of the geol. survey of England a. Wales 1904. W. Gibson, North-Staffordshire Coalfields 1905.

— Geological Society. Quarterly Journal, LXI, 2, 4. — Geological literature 1904. — List of the geological society. 1905. — Abstracts of Proceedings 802—818. 1904-05. 1905-06.

— Geological Magazine 1905.

— Geological Survey and Museum. Handbook to British Minerals.

Lima. Sociedad geográfica. Boletin aao XIV. 15.

Lissabon (Lisboa). Commissão do Servico geologico de Portugal. Communicações. VI. 1; — Contributions à la connaissance des colonies portugaises d'Afrique. II.

Lund. Acta universitatis Lundensis. Lunds Universitets Årsskrift. Andra Afdelningen XXXIX. 1903. Lund.

Lüttich (Liège). Société géologique de Belgique, Annales, XXXI, 4. XXXII, 1—3; Bulletin, XXXII; Mémoires, II, 1. 1904.

Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Publication de l'institut Grand-Ducal XXVII (B).

Lyon. Académie des sciences, belles lettres et arts. Mémoires (3), VII.

— Société Royale des sciences de Liége. Mémoires (3), V. (1904).

Madison. Wisconsin Academy of sciences, Transactions XIV. 2, 1903.

Madrid. Comision del mapa geológ. de España. Memorias V. (1904).

Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti, XLIII, 4. XLIV, 1, 2. 1905.
Melbourne. Geological Survey of Victoria. Records, I. 3, Bulletin, 1904, 14—17. — Memoirs, 3, 1905. The Woods point Gold-Field.
— Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply, 1904. Diagram showing the yield of gold per annum in crude Ounces from 1851 to 1903.
— Royal Society of Victoria. Proceedings, (N. S.) XVII. 2; XVIII. 1.
Mexico. Instituto geologico. Boletin No. 20. 1905. — Parergones, I, 6—8. 1904. — Sociedad geológica Mexicana. Boletin I. 1904.
Minneapolis. The American Geologist, XXXIV, 5, 6, 1904. XXXV, 1—4, 6. XXXVI, 1—3, 1905.
Montreal. Natural history society. The Canadian record of science, IX, 3—5. 1905.
Montevideo. Museo nacional. Anales, (1905) (2) 2.
— Flora Uruguaya II. 1905.
Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des Naturalistes). Bulletin, 1904, 2—4. Nouveaux Mémoires XVI, 3, 1901; 4, 1905.
München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte, 1904, 3; 1905, 1, 2. — Nachtrag z. Inhaltsverzeichnis v. Jahre 1900—1904.
— Königl. Bayr. Oberbergamt. Geognost. Jahreshefte. XVI. 1903.
Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2), IV, 3—4, 1904.
Neubrandenburg. Verein der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv, LVIII, 2, 1904, LIX, 1, 1905.
Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. XXIX, XXX. 1901/02.
New Haven. The American journal of science, (4) XIX, 109—114; XX, 115—120. 1905.
New Jersey. Geological Survey. Final Report, VI, 1904. Annual Report, 1904.
New York. American museum of natural history. Annual report, 1904. Bulletin, XVII, 3, pp. 119—346, XVIII, 3, pp. 231—278. XX. Memoirs, 1904, III.
— Library, New York. Academy of sciences. Annals. XV, 3, XVI. 1, 2. 1905. Memoirs II, 4.
— Mining Magazine, W. J. Johnston. 1905, XI, 1. 2.
Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie, VII, 5—8. 1905.

Ottawa. Royal Society of Canada. Proceedings u. Transactions (2). X, 1, 2, 1904.
— Geological Survey of Canada. Contributions to Canadian Palaeontology. III. 1904.
— Report on the Great Landsline at Frank, Alta. 1903.
Paris. Société géologique de France. Bulletin, (4) IV, 4—6. 1904.
— Société de Géographie. Bulletin „La Géographie“, X, 2—6, 1904; XI; XII, 1, 2. 1905.
— Annales des mines. (10), VI, 9—12; VII, 1—6; VIII, 7—9. 1905.
— Spelunka, Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires. — V. 38—40; VI, 41. 1904.
Pavia. Revista di Fisica, Matematica u. Science naturali. Ann. 5, No. 56.
Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. XIX. Bericht f. d. Jahre 1901 bis 1904 mit einer Zusammenstellung der Flora Niederbayerns.
Perth. Geological Survey of Western Australia. Bulletin 14, 16—20. 1905.
— Annual Progress Report 1904.
Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings, LVI, 3, 1904; LVII, 1, 2, 1905. Journal (2), XIII, 1, 1905.
Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte, 1904. — Jahresbericht, 1904.
— Deutscher naturwiss.-medizinischer Verein für Böhmen „Lotos“. Sitzungsberichte, N. F., XXIV, 1904.
— Lese- und Redehalle der deutschen Studenten. Berichte, LVI, 1904.
Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XIII, 3, 4, 1904; XIV, 1. 1905.
Rochester. Geological Society of America. Bulletin, XV, XVI.
Rom. Accademia Reale dei Lincei. Rendiconti, (5) XIV, (1. u. 2. sem. 1905). Rendiconti dell'adunanza solenne 1905, III.
— Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino, XXXV, 3, 4; 1904; XXXVI, 1, 2. 1905.
— Società geologica Italiana. Bollettino, XXIII, 3 1904, XXIV, 1, 1905.
Sao Paulo. Sociedade Scientifica. Revista No. 1, 2. 1905.
San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings, I. 10. (Geology).
St. Etienne. Société de l'Industrie minérale. Bulletin, (4), IV, 1—3. Comptes rendus mensuels, 1905.
St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch, 1902—03.

St. Petersburg. Russ. Kaiserl. mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen, (2), XLII, 1, 2, (1905).
— Comité géologique. Mémoires, XIII, 4; XV, 1; XIX, 2. N. Sér. 14, 15, 17. (1904); Bulletin, XXIII, 1—6.
— Société Impériale des naturalistes de St. Petersburg Travaux. Comptes rendus des séances XXXIII, 5, XXXIV, 1, XXXV, XXXVI. 1—3, 1903—05.
Springfield. Bureau of Labor Statistics of the State Illinois. 6 annual report 1904.
Stockholm. K. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, XXXIX 1—5, (1904).
— Geolog. Föreningen. Förhandlingar, XXVI, 6. 7; XXVII, 1—6.
— Arkiv för Zoologi, II, 1—3; Arkiv för Botanik, III, 4. IV, 1—4. Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik. I, 3. 4; II, 1, 2,
— Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi, I, 3, 4; II, 1.
— Meddelanden från K. Vetenskaps akademiens Nobelinstitut I. 1.
— Les prix Nobel. 1902.
— Kgl. Sveriges geologiska Undersökning. Afhandlingar och uppsatser. Ser. C. 195. 196.
— Accessions-Katalog 17. 1902.
Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahreshefte, LXI, 1905 nebst Beilage.
— (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften, LXXVII, 3—6. (1904).
Sydney. Department of mines and agriculture. Annual report, 1904. — Memoirs. Palaeontology 13. — Records VII, 4, 1904. — Records of the Geological Survey of New South Wales VIII. 1. 1905.
— Australian Museum. Records, V, 6, VI, 1, 2. 1905. — Report of the Trustees 1903—04,
Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications Foreign Languages, No. 19—21. 1905.
— Imperial University, science college. Journal XVIII, 5—8; XIV; XX, 3, 7.
Topeka (Kansas). Kansas Academy of science. Transaction XIX. (1905).
Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual report 1904. Final Report VI. 1904.
Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin VI, 1902/03. No. 11. 12.
Washington. Smithsonian Institution. Annual report 1903.

Washington. Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund), 1904, XXXIV.

— Smithsonian Miscellaneous collections. XLIV (1904), XLVI (1905), XLIX No. 1584 (1905). — Quarterly Issue II, 2—4 (1904); III, 1.

— U. S. geol. Survey. Bulletins, 234—240, 242—246, 248 bis 250, 252—255, 257—262, 264. — Monographs, XLVII — Annual report XXV, 1903—1904. — Mineral Resources 1903.

— — Professional Papers:

No. 29. Leiberg, J. B., Forest conditions in the Absaroka Division of the Yellowstone forest reserve, Montana and the Livingston and Big Tunber quadrangles.

„ 30. Leiberg, J. B., Forest conditions in the Little Belt Mountains forest reserve, Montana, and the little Belt Mountains quadrangles.

„ 31. Taff, J. A., Preliminary report on the geology of the Arbuckle and Wichita Mountains in Indian territory and Oklahoma.

„ 32. Darton, N. H., Preliminary report on the geology and underground water resources of the Central great Plains.

„ 33. Plummer, T. G. and Gowsell, M. G., Forest conditions in the Lincoln forest reserve, New Mexico.

„ 35. Smith, G. O. and White, D., The geology of the Perry basin in Southeastern Maine.

„ 39. Rixon, Th. F., Forest conditions in the Gila river forest reserve, New Mexico.

— — Water Supply and Irrigations Paper. 1904—1905:

No. 99. Hoyt, J. C., Report of Progress of stream measurements for the Calendar year 1903. III.

„ 100. Hoyt, J. C., Report of Progress of stream measurements for the Calendar year 1903. IV.

„ 101. Harris, G. D., Underground Waters of Southern Louisiana.

„ 102. Fuller, M. L., Contributions to the hydrology of Eastern united States 1903.

„ 103. Goodell, E. B., A. Review of the laws forbidding pollution of inland waters in the United-States.

„ 104. Lee, W. T., The underground waters of Gila valley, Arizona.

„ 105. Taylor, Th. U., The water powers of Texas.

No. 106. Bascom, F., Water resources of the Philadelphia District.
„ 107. Hall, B. M., Water powers of Alabama with an Appendix on stream measurements in Mississippi.
„ 108. Leighton, M. O., Quality of water in the Susquehanna river drainage basin.
„ 109. Hoyt, J. C. and Anderson, R. H., Hydrography of the Susquehanna river drainage basin.
„ 110. Fuller, M. L., Contributions to the hydrology of Eastern United States 1904.
„ 111. Landes, H., Preliminary report ou the underground waters of Washington.
„ 112. Hamlin, H., Underflow tests in the drainage basin of Los Angeles river.
„ 113. Sackett, R. L. and Bowman, J., The disposal of strawboard and oil-wellwaters.
„ 114. Fuller, M. L., Unterground waters of Eastern United States.
„ 115. Hoyt, J. C. and Hall, W. C., River surveys and profiles made during 1903.
„ 116. Lippincott, J. B., Water problems of Santa Barrara, California.
„ 117. Wilder, F. A., The lignite of North Dakota and its relation to irrigation.
„ 118. Calkins, F. C., Geology and water resources of a portion of East-Central Washington.
„ 119. Hoyt, J. C. and Wood, B. D., Index to the hydrographic progress reports 1888—1903.
„ 120. Fuller, M. L., Bibliographic review aud index of papers relating to underground waters 1879—1904.
„ 121. Leighton, M. O., Preliminary report on the Pollution of Lake Champlain.
„ 122. Johnson, D. W., Relation of the law to underground waters.
„ 124. Report of progress of stream measurements for the Calendar year 1904. part. I.
„ 126. Report of progress of stream measurements for the Calendar yar 1904. part. III.
„ 128. Report of progress of stream measurements for the Calendar year 1904. part. V.
„ 132. Report of progress of stream measurements for the Calendar year 1904. part. IX.

Wien. K. K. geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch, LIV, 2—4, 1904.

LV. 1905. — Verhandlungen. 1904, 13—18. 1905. 1—12.
— General-Register d. Bände XLI—L des Jahrbuches und d. Jahrgänge 1891—1900.

Wien. K. K. naturhistorisches Hofmuseum. Annalen, XIX, 2. 4. 1904.

— Kais. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. 1, 1903; CXII, 4—10; 1904. CXIII, 1—4. Abt. IIa, 1903, CXII. 1904, CXIII, 1—10. Abt. IIb, 1903; CXII, 7—10, 1904. CXIII. 1—10. — Erdbebenkommission. Mitteilungen, N. F., 25. (1904).

Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch, LVIII, 1905.

Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Vierteljahrs-Schrift, XLIX, 3. 4. L. 1, 2. 1905.

— Schweizerische geolog. Commission der naturf. Ges. Beiträge der Geologie der Schweiz. N. F. XVI. Des ganzen Werkes 46. Lief. A. Heim, Das Säntisgebirge. — N. F. XVII. Des ganzen Werkes 47. Lief. J. J. Pannekoek, Geol. Aufnahme der Umgebung von Seelisberg am Vierwaldstättersee. — N. F. XVIII. Des ganzen Werkes 48. Lief. P. Arbenz, Geol. Untersuchung des Frohnalpstockgebietes. — N. F. XIX. Des ganzen Werkes 49. Lief. L. W. Collet, Étude géolog. de la Chaine Tour Saillère-Pic de Tanneverge.

B. Bücher und Abhandlungen.

Arbenz (G.), Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz). (S.-A. a. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. XVIII. 1905).

Basedow (H.), Sources of Central Australian Water Supply, (S.-A. a. Proceed Adelaide Univ. Scientif. Society.)

— Geological Report on the Country traversed by the South-Australien governement, N. West prospecting expedition 1903.

Behlen (H), Glacialgeschrammte Steine in den Mosbacher Sanden. (S.-A. a. Jahrb. Nassauisch. Ver. f. Naturk. Wiesbaden LVII. 1904).

— Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes und sein rheinischer Ursprung. (S.-A. a. Ebenda. LVIII. 1905).

Belowsky (M.), Beiträge zur Petrographie des westlichen Nord-Grönlands. (S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. LVII, 1905.)

Blanckenhorn (M.), Über die Steinzeit und die Feuersteinartefakte in Syrien-Palästina. (S.-A. Zeitschr. f. Ethnologie 1905.)

— Das relative Alter der norddeutschen Eolithenlager. (S.-A. a. Ebenda.)

Branco (W.), Spuren des fossilen Menschen in Australien (S.-A. a. Zeitschr. für Ethnologie. 1905.)
— Über H. Höfers Erklärungsversuch der hohen Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen. (S.-A. a. Monatsb. Deutsch. geol. Ges. 1904.)
— u. Fraas (E.), Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. (S.-A a. Abhandl. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Berlin. 1905).
Brandes (G.), Vorläufige Mitteilung über ein Profil in Kohlen- und Gypskeuper bei Thale am Harz. (S.-A. a. Centralbl. f. Min. 1901).
— Weitere Mitteilung über den Keuper in der Gegend von Thale am Harz. (S.-A. a. Ebenda. 1904.)
— Einige Bemerkungen über Trümmergestein im mittleren und oberen Untersenon der Aufrichtungszone des nördl. Harzrandes. (S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1903.)
Brun (Alb.), Étude sur le point de fusion des minéraux. 2 Mémoire. (S.-A. a. Arch. d. sci. phys. et nat. Genève. 1904.)
— Quelques recherches sur le volcanisme. (S.-A. a. Ebenda 1905.)
Brückmann (R.), Die Foraminiferen des littauisch-kurischen Jura (S.-A. a. Schriften Phys.-ökonom. Ges. Königsberg i. Pr. XLV.)
Carez (L.), La Géologie des Pyrénées françaises. Fasc. I. Index bibliographique: Feuilles de Bagonne, Saint-Jean-Pied-de-Port, Orthez, Mauléon, Urdos. Mém. p. servir à l'explication de la Carte géol. détaillée de la France. 1903.
— La Géologie des Pyrénées francaises. Fasc. II. Feuilles de Tarbes et de Luz. Ebenda. 1904.
Commission française des glaciers. Favre, J. A., Observations sur les glaciers du Massif de la Vanoise pendant l'été de 1903. (S.-A. a. Annuaire du Club alpin francais. XXX. 1903). Paris 1904.
— Observations sur l'enneigement et sur les chutes d'avalanches executées par l'administration des eaux et forêts dans les départements de la Savoie. Paris. 1904.
Coomaraswamy, (A. K.), Report on thorianite and thorite. Kandy 1904.
Corstorphine (G. S.), Geological relation of the old granite to the Witwatersrand series. (S.-A. a. Transact. geol. Soc. South Africa VII. 1904).
— and Hatch (F. H.) siehe Hatch.
Crowell (H. C.) and Lenth (G. C. D.), An investigation of the Doble Needle Regulating Nozzle. June 1903. Boston.
Dewalque (G)., Catalogue de météorites conservés dans les collections belges. (S.-A. a. Annales soc. géol. Belgique. XXXII. 1905.)

Duparc (L.) et Mrazec (L.), Le minerai de fer de Troitsk. St. Pétersbourg 1904.
— et Pearce (F.), Recherches géologiques et petrographiques sur L'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélowskaya-Datcha (Gouvernement de Perm). 2. Mémoire. Genève 1905.
Eichler (J.), Gradmann (R.) und Meigen (W.), Ergebnisse der pflanzengeographischen Durchforschung von Württemberg. Baden und Hohenzollern. (Beilage z. Jahreshefte d. Vereins f. Vaterländ. Naturk. Württemberg. 61 u. Mitteil. d. Bad. Botan. Vereins.) Stuttgart 1905.
Elbert (J.), Über die Altersbestimmung menschlicher Reste aus der Ebene des westfälischen Beckens. (S.-A. a. d. Corresp. Bl. d. anthrop. Gesellschaft 1904).
— Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensoes, ihre Ursache und ihre Verhinderung. (S.-A. a. X. Jahr.-Ber. Geogr. Ges. Greifswald 1905). Greifswald 1906.
— Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensoe. (S.-A. a. Ebenda). Greifswald 1906.
Emerson (B. K.), Note on Corundum and a graphitic Essonite from Barkhamstedt, Connecticut. (S.-A. a. Amer. Journal of Sci. XIV. 1902.)
— Holyokeite, a purely feldspathic Diabase from the Trias of Massachusetts. (S.-A. a. Journal of Geology. X. 1902.)
— Two cases of metamorphosis without crushing. (S.-A. a. American Geologist XXX. 1902.)
— General geology, Notes on the stratigraphic and igneous rocks. (S.-A. a. Alaska, the results of the Harriman Alaska Expedition IV.)
— Plumose, Diabase and Palagonite from the Holyoke Trap Sheet. (Bull. geol. Soc. America. XVI.) Rochester 1905.
— and Loomis (F. B.), On *Stegomus longipes*, a new reptile from the triassic sandstone of the Connecticut valley. (S.-A. a. Americ. Journ. of Sci. XVII. 1904.)
Erdmannsdörfer (O. H.), Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. f. 1904. XXV.)
— Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. I. Über Bronzitfels im Radautal. (S.-A. a. Ebenda..)
Esch (E.), Allgemein Geologisches und Gesteinsbeschreibungen. (S.-A. a. Beiträge zur Geologie von Kamerun. 1904.)
Folkmar (D.), Album of Philippine Types. Christians and Moros. 80 Taf. Manila 1904.
Friedrich (P.), Die Grundmoräne und die jungglacialen Süßwasserablagerungen der Umgebung von Lübeck. (S.-A. a.

Mitteil. Geograph. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck. Heft 20. 1905).

Friedrich (P.) u. Heiden (H.), Die Lübeckischen Litorinabildungen. (S.-A. a. Ebenda.)

Gagel (C.), Über einige Bohrergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglacial aus der Gegend von Elmshorn. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. XXV. 1904.)

— Über ein neues pflanzenführendes Interglacial bei Elmshorn. (S.-A. a. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. LVI. 1904).

— Zur Frage des Interglacials. (S.-A. a. Centralbl. f. Min.) Stuttgart 1905.

Gosselet (M. J.), Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. I. Région de Douai. Études des gîtes mineraux de la France. Paris 1904. Mit 1 Atlas.

Gothan (W.), Zur Anatomie lebender fossiler Gymnospermen-Hölzer. Berlin 1905.

Handlirsch (A.), Les insectes houillers de la Belgique. (S.-A. a. Mém. Musée Royal d'Hist. nat. de Belgique. III. 1904.)

Harbort (E.), Über die stratigraphischen Ergebnisse von 2 Tiefbohrungen im Kreise Peine. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. 1905.)

— Die Schaumburg-Lippesche Kreidemulde. (Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. N. F., Heft 45, Berlin 1905).

— Zur Frage nach der Entstehung gewisser devonischer Roteisenerzlagerstätten. (S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1903. I.)

Hatch (F. H.). The oldest sedimentary rocks of the Transvaal. (S.-A. a. Transact. Geol. Survey South Afrika. VII. 1904.)

— and Corstorphine (G. S.), A description of the big diamond recently found in the Premier Mine, Transvaal. (S.-A. a. Geol. Mag. (5) II. 1905.) London.

— — The Cullinan diamond. (S.-A. a. Transact. Geol. Soc. South Africa. VIII. 1905.)

— — The petrography of the Witwatersrand conglomerates with special reference to the origin of the gold. (S.-A. a. Ebenda. VII. 1904.)

— — The geology of the Bezuidenhout Valley and the district east of Johannesburg. (S.-A. Ebenda. VII 1904.)

Hazard (J.) Die Beurteilung der wichtigeren physikalischen Eigenschaften des Bodens auf Grund der mechanischen Bodenanalyse. (S.-A. a. Die landwirtschaftlichen Bodenversuchs-Stationen. LX. 1904.)

Henkel (L.), Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Thüringens.

Beilage z. Jahresber. d. Kgl. Landesschule Pforta. 1903, Naumburg.
HEIM, (A), Der westliche Teil des Säntisgebirges. II. Teil (S.-A. a. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. XVI. Bern 1905.)
HÖGBOM (A. G.), Nya Bidrag till Kännedomen om de kvartära nivåförändringarna i Norra Skandinavien. (S.-A. a. Geol. Fören. Förhandl. XXVI. Stockholm 1904 u. Meddel. Upsala Univ. Min.-Geol. Institut. 26.) 1904.
— Om S. K. „Jäslera" och om Villkoren för dess bildning. (S.-A. a. Ebenda. 27. 1905.)
HOFFMANN (J. F.), Chemische Gleichungen der Bildung fossiler Brennstoffe. (S.-A. a. Beiträge zur Geophysik VII. 1905.)
HOLST (N. O.), Statsgeologen Dr. VICTOR MADSENS kritiska anmälan of mina „Kvartärstudier i Danmark och norra Tyskland." En granksning. (S.-A. a. Geol. Fören Forhandl. XXVII. Stockholm 1905.)
HORNUNG (F.), Kali-Absortion durch Gesteine. (S.-A. a. d. Organ des „Vereins d. Bohrtechniker" No. 2.) Leipzig 1903.
— Neueres Tatsachenmaterial im Lichte der Harzer Regionalmetamorphose. (S.-A. a. Centralbl. f. Min. 1903.) Stuttgart.
— Zur Beurteilung der Regionalmetamorphose am Harze und zur Kupferschieferfrage. (S.-A. a. Ebenda.)
— Halurgometamorphose. (S.-A. a. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. 1904). Berlin.
— Zur Kenntnis des Gangsystems des Auerberges im Harz u. d. Fällung desselben. (S.-A. a. Diese Zeitschr. 1890).
— Formen, Alter und Ursprung des Kupferschiefererzes. Zur Beurteilung der Mineralbildung in Salzformationen (S.-A. a. Ebenda LVI, 1904).
— Ursprung und Alter des Schwerspates und der Erze im Harze. (S.-A. a. Ebenda 1904).
— Die Regionalmetamorphose am Harze, ihr Wesen, ihre Ursache, ihr Zeitalter. Stuttgart 1902.
— Beitrag zur Kenntnis der Oberharzer Eruptivgesteine. (S.-A. a. Tschermack's Mineral. u. petrograph. Mitt.). Wien.
— Bimsteinstufe im Rotliegenden des Südharzes. (S.-A. a. Ebenda.)
HOVEY (E. O.), The grande soufrière of Guadeloupe. (S.-A. a. Bull. Amer. geograph. Soc. 1904.)
HUNDESHAGEN (L.), The occurrence of Platinum in Wollastonite, on the Island of Sumatra, Netherlands East Indies. (S.-A. a. Transact. Instit. of mining and metallurgy. XIII. 1903/04.) London.

Jensen (A. S.), Studier over nordiske mollusker. II *Cyprina islandica.* (S.-A. a. Vidensk. Medd. naturh. Foren. Kopenhagen 1902.)

— Studier over nordiske mollusker. III *Tellina (Macocoma).* (S.-A a. Ebenda.) 1905.

Jentzsch (A.), Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen. (S.-A. a. Landwirtschaftl. Jahrbücher). 1905.

Jonker (H. G.), Bijdragen tot de kennis der sedimentaire zwerfsteenen in Nederland. I. De Hondsrug in de Provincie Groningen. Inledning. Cambrische en ondersilurische zwerfsteenen. 1904.

— Bijdragen tot de kennis der sedimentaire zwerfsteenen in Nederland. II. Bovensilurische zwerfsteenen. Erste mededeeling: Zwerfsteenen van den ouderdom der oostbaltische Zone G. 1905.

Jonker (H. G.), Eenige opmerkingen over de geologische samenstelling en de wijze van ontstaan van den Hondsrug. Overgedruckt int: Verslag van de Gewone Vergadering der Wis- en Naturkundige Afdeeling vom 24. Juni 1905. Gröningen.

Kaiser (E.), Zur Kenntnis der Trias und des Diluviums im nordwestl. Thüringen. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. Berlin 1905).

v. Kalescinszky (A.), Über die Accumulation der Sonnenwärme in verschiedenen Flüssigkeiten. (S.-A. a. Math. u. naturw. Berichte a. Ungarn. XXI.) 1904.

Kayser (E), Lehrbuch der Geologie. I Teil. Allgemeine Geologie. (2. Aufl.) Stuttgart. 1905.

Kilian (W.) et Guebhard (A.), Etude paléontologique du Système jurassique dans les Préalpes maritimes. (S.-A. a. Bull. soc. géol. France (4) II. 1902.)

Klemm (G.), Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. (S.-A. a. Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. XX.) 1905.

— Über einen Einschluß im Marmor von Auerbach a. d. Bergstraße. (S.-A. a. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Großh. geol. Landesanstalt. Darmstadt) 1904.

— Über zwei Bohrungen der geologischen Landesanstalt bei Heppenheim a. d. Bergstr. (S.-A. a. Ebenda).

Koehne (W.), Sigillarienstämme, Unterscheidungsmerkmale, Arten, geologische Verbreitung, besonders mit Rücksicht auf die preußischen Steinkohlenreviere. (Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. Heft 43. 1904).

Krahmann (M.), Denkschrift betr. Einrichtung bergwirtschaftlicher Landesaufnahme. 1905.
— Über Lagerstätten-Schätzungen im Anschluß an eine Beurteilung der Nachhaltigkeit und Entwicklungsfähigkeit des Eisenerzbergbaues a. d. Lahn. (S.-A. a. Zeitschr. f. prakt. Geol.) Berlin 1904.
— Preußens neue Lagerstätten-Politik. (S.-A. a. Ebenda 1905.)
— Deutscher Erzbergbau I. (S.-A. a. Ebenda.)
— Denkschrift betr. Einrichtung einer bergwirtschaftlichen Aufnahme des deutschen Reichs. (Als Manuskr. gedruckt. 1904).
— Über die Nachhaltigkeit und Entwicklungsfähigkeit des Bergbaus a. d. Lahn, besonders des Eisenerzbergbaus. Berlin 1904.
Krause (Paul Gustaf), Über Endmoränen im westlichen Samlande. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. 1904. XXV.) Berlin 1905.
Kretschmer (F.), Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt-Goldenstein. (S.-A. a. Jahrb. k. k. geol. R.-A. Wien 1897.)
— Das Mineralvorkommen bei Friedeberg (Schlesien). (S.-A. a. Tschermaks Mineral. u. petrog. Mitteil. Wien XV. 1895).
— Die Mineralfundstätten von Zöptau u. Umgebung. (S.-A. a. Ebenda XIV. 1894.)
— Die Entstehung der Graphitlagerstätten. (S.-A. a. Österr. Zeitsch. f. Berg- u. Hüttenwes. 1902,).
— Neues Vorkommen von Manganerz bei Sternberg in Mähren. (S.-A. a. Ebenda.) 1902.
— Neue Mineralien vom Eisenerzbergbau Gobitschau nächst Sternberg (Mähren). (S.-A. a. Centralbl. f. Min. 1905).
— Die Zeolithe am Fellberge in Petersdorf nächst Zöptau (Mähren). (S.-A. a. Ebenda 1905.)
Leppla (A.), Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. (S.-A. a. Festschrift z. 9. Allgemeinen Deutschen Bergmannstage: Der Steinkohlenbergbau des Preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken. 1904).
Lorenz (Th.), Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Ostasien unter besonderer Berücksichtigung der Provinz Schantung in China. I. Teil. mit 5 Beilagen u. 2 Textfiguren. (S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1905.)
Macco (A.), I. Die Exkursion des VII. internat. Geologen-Kongresses nach dem Donetzbecken. — II. Übersicht der geolog. Verhältnisse von Krivoi Rog in Südrußland unter besonderer Berücksichtigung der Eisenerzlager. (S.-A. a. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1898.) Berlin.
— Die Exkursion des VII. internat. Geologen-Kongresses nach dem Kaukasus und der Krim. (S.-A. a. Ebenda 1896.)

Margerie (Emm. de), La Carte bathymétrique des Océans et l'oeuvre de la Commission internationale de Wiesbaden. (S.-A. a. Annales de Géographie XIV.) Paris 1905.

Missuna (A.), Endmoränen in Littauen und Weißrußland. Moskau 1902.

Naumann (E.). Krystallographische Untersuchung einiger Diacylbernsteinsäurerester. (S.-A. a. Zeitschr. f. Krystallographie XXVIII.) Leipzig 1900.

— Tektonische Störungen der triadischen Schichten in der Umgebung von Kahla. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. und B.-A. f. 1897.)

— u. Kaiser (E.), Zur Kenntnis der Trias und des Diluviums im nordwestlichen Thüringen. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Langula und Langensalza in den Jahren 1901 und 1902. (S.-A. a. Ebenda 1902. XXIII.) Berlin 1905.

Ochsenius (C.), Über die Glaubersalzlagerstätte in Karabugas (S.-A. Zeitschr. f. prakt. Geol. XIII. 1905). Berlin.

— Geologische und chemische Bildungsverhältnisse der Kalilager. (S.-A. a. Ebenda.)

— Die chemische Großindustrie und das Wasser. (S.-A. a. d. Allgem. - Chemiker - Zeitung). Lübeck. 1905.

— Simplon-Tunnel. Zusammenstellung von Berichten. (S.-A. a. Organ d. Vereins der Bohrtechniker.) 1905.

— Die nach Höfer im dolomitischen Kalk von Wietze in Hannover accessorischen Gipskriställchen etc. Marburg 1904.

— Eine schon greifbare bedauerliche Konsequenz der Verordnung Gamp-Koenig. (S.-A. a. Deutsche Bergwerks-Zeitg. v. 21. 7. 1905.)

— Simplon-Tunnel. (S.-A. a. Oberhessische Zeitung. Marburg Nr. 56 am 7. 3. 1905.)

— Optimismus in der Kali-Industrie. (S.-A. a. Handels-Beilage d. Hannoverschen Kouriers Nr. 25832). Hannover 27. 9. 05.

— Die Spekulation auf dem Kali-Markte. (S.-A. a. Ebenda Nr. 25794. 5. 9. 1905.)

— Abwässerfreiheit. (S.-A. a. Ebenda Nr 25784. 30. 8. 05.)

— Die Kaliindustrie. (S.-A. a. Deutsche Bergwerks-Zeitg. 6. Jahrg. Nr. 190. 1905.)

— Eine Erinnerung aus 1866. (S.-A. a. Hannoversches Unterhaltungsblatt Nr. 84. 54. Jahrg. 1905.)

— Über die Existenz von Kalisalzen im Untergruud der Gemeinden Eickenrode und Ohof nördlich von Peine unweit Hannover, sowie über die große Wahrscheinlichkeit des Vorkommens von Petroleum in den oberen Horizonten.

Ochsenius (C.), Untergrund-Studien. I. Der flache Untergrund von Venedig. — II. Der tiefe Untergrund von Frankfurt a./O. 1905.
— Über unsere Kalisalze. (S.-A. a. Sitz.-Ber. Ges z. Beförd. gesamt. Naturwiss. Marburg Nr. 6. 1905).
Philippi (E.), Über Grundproben und geologisch-petrographische Arbeiten der deutschen Südpolar-Expedition. (S.-A. a. Verhandl. d. XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905.) Berlin.
— Reiseskizzen aus Süd-Afrika. I. Kap-Kolonie und Transvaal. II. Rhodesia. (S.-A. a. Geogr. Zeitschr. XI.) 1905.
Potonié (H.), Entstehung der Steinkohle. Deutsch. u. französ. Text. Internat. Bohrgesellsch. A.-G. Erkelenz, Rheinland. Berlin 1905.
Prior (G. T.), On Teallite, a new sulphostannite of lead from Bolivia; and its relations to Franckeite and Cylindrite. (S.-A. a. Mineralog. Mag. London XIV.) 1904.
— Note on a Pillow-lava apparently forming a continous horizon from Mullion Island to Gorran Hayen in Cornwall. (S.-A. a. Geol. Mag. (5) I. 1904.) London.
Recke (Fr.), Beitrag zur Lösung der Frage über das Wesen von Energie und Materie. Selbstverlag. 1904.
Reid (H. F.), u. Muret (E.), Les variations périodiques des glaciers (Commission internationale des glaciers) (S.-A. a. Arch. d. sci. phys. et nat. XX, Genève 1905.)
Renz (C.), Der Jura von Daghestan. (S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1904 II.) Stuttgart.
— Über die mesozoischen Formationsgruppen der südwestlichen Balkanhalbinsel. (S.-A. a. Ebenda Beil. Bd. XXI.) Stuttgart 1905.
— Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. (S.-A. a. Centralblatt f. Min.) 1904.
— Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnien. (S.-A. a. Ebenda 1905.)
Reiss (W.), Ecuador 1870—74. Petrographische Untersuchungen ausgeführt im Mineral. petrogr. Inst. der Universität Berlin. 1904.
— Carta del A. S. E. el presidente de la republica (Colombia) sobre sus viajes a las montañas Iliniza y Corazon y en special sobre asceusion al Cotopaxi. Quito 1873.
— Geographische Studien in der Republik Colombia. Bd. II u. III. Berlin 1893, resp. 1899.
— Geschichte und Beschreibung der vulkanischen Ausbrüche bei Santorin von der ältesten Zeit bis auf die Gegenwart. Heidelberg 1868.

Reiss (W.), Santorin, die Kaimeni-Inseln. Heidelberg 1867.

— Alturas Tamadas en la Republica de Colombia, en los años de 1868 y 1869 Quito 1892.

— Ausflug nach den vulkanischen Gebirge von Aegina u. Methana im Jahre 1866. Heidelberg 1867.

Reiss (W.) u. Stübel (A.), Reisen in Südamerika: Das Hochgebirge der Republik Ecuador, I. Petrographische Untersuchungen 1. West-Cordillere, bearbeitet im Mineral.-Petrograph. Institut d. Universität Berlin. (Lief. 1—3.) Berlin 1892, 93, 98.

— Das Hochgebirge der Republik Ecuador, II. Petrographische Untersuchungen 1. West-Cordillere, bearbeitet im Mineral.-Petrograph. Institut der Universität Berlin. (Lief. 1—2.) Berlin 1896, 1902.

Rinne (F.). Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen. (S.-A. a. Deutsche Bauzeitung Nr. 36 u. 38). 1905.

Schellwien (E.), Geologische Bilder von der samländischen Küste. (S.-A. a. Schrift. physik.-ökonom. Ges. XLVI.) Königsberg 1905.

— Trias, Perm und Carbon in China. (S.-A a. Ebenda.) 1902.

— Über *Semionotus* Ag. (S.-A. a. Ebenda.) 1901.

Schneider (O.), Das Gestein des Seebachfelsens bei Friedrichsroda im Thüringer Wald. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. XXIV.) 1903.

Schucht (F.), Das Mündungsgebiet der Weser z. Z. der Antoniflut (1511). (S.-A. a. Mitt. K. K. geogr Ges. Wien.) 1905.

— Über die Gliederung des Diluviums auf Blatt Jever. Eine Antwort an Herrn J. Martin. (S.-A. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. 1905.)

— Die Bodenarten der Marschen. (S.-A. a. Journal f. Landwirtschaft.) Berlin 1905.

— Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. (S.-A a. Zeitschr. f. Naturwissensch. LXXVI) Stuttgart). 1903.

— Das Wasser und seine Sedimente im Flutgebiete der Elbe. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. u. B.-A. 1904, XXV.) Berlin 1905.

Schütze (E.), Beiträge zur Kenntnis der triassischen Koniferengattungen: *Paniophyllum, Voltzia* u. *Widdringtonites.* (S.-A. a. Jahresheft. Vereins f. vaterl. Naturk. Württemberg 1901.) Stuttgart.

— Verzeichnis der mineralogischen, geologischen, urgeschichtlichen und hydrologischen Literatur von Württemberg, Hohenzollern und den angrenzenden Gebieten. II. Teil. (S.-A. a. Ebenda, Beilage, 1903.) Stuttgart.

Schütze (E.), Verzeichnis der mineralog., geolog., urgeschichtl. und hydrologischen Literatur von Württemberg, Hohenzollern und den angrenzenden Gebiete. III. Nachträge zur Literatur von 1902 und die Literatur von 1903. (S.-A. a. Ebenda.) 1904. Stuttgart.

— Mitteilungen aus dem Kgl. Natural-Kabinet zu Stuttgart. Nr. 26. Die Fauna der schwäbischen Meeresmolasse. I. Teil. Spongien u. Echinodermen. (S.-A. a. Ebenda. Jahrg 1904.)

— Glacialerscheinungen bei Groß-Wanzleben, unweit Magdeburg. (S.-A. a. Centralbl. f. Min. 1900.) Stuttgart.

— Bemerkung zu der Störungszone der Finne. (S.-A. a. Ebenda 1903.) Stuttgart 1903.

— Die Entwicklung der geologischen Forschungen im Magdeburg-Halberstädtischen. (S.-A. a. d. Jahresber. naturw. Vereins Magdeburg 1898—1900.) Magdeburg 1900.

— Die geologische und mineralogische Literatur des nördlichen Harzvorlandes I. 1900—01. (S.-A. a. Ebenda.) Magdeburg 1902.

— Die geologische und mineralogische Literatur des nördlichen Harzlandes. II. Nachträge zu 1900—01 und die Literatur von 1902 u. 03. (S.-A. a. Ebenda 1902—04.). Magdeburg 1904.

— Höhlenuntersuchungen aus der schwäbischen Alp in den Jahren 1901 u. 02. (S.-A. a. d. Schriften des schwäbisch. Höhlenvereins Nr. 5.) Tübingen 1902.

Schwertschlager, (J.), Altmühltal und Altmühlgebirge. Eine topographisch-geologische Schilderung. Mit 6 Tafeln. Eichstädt 1905.

Sernander (R.), Flytjord i Svenska Fjälltrakter, en botanisk-geologisk undersökning. (S.-A. a. Meddel. Upsala Univers. Min.-Geol. Instit. 28 u. a. Geolog. Fören. Förhandl. XXVII. 1905. Stockholm.)

Simmersbach, (B.), Die Eisenerzlagerstätten in Südvaranger, Finmarken-Norwegen, nach dem amtlichen Berichte des Geschworenen G. Henriksen-Christiania (S.-A. a. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1905.)

Spezia (G.). Contribuzioni di geologica chimica. La pressione e chimicamente inattiva nella solubilità e ricostituzigne del quarzo. (S.-A. a. Accad. R. d scienze Torino 1904 bis 1905).

— Il Dinamometamorphismo e la Mineragenesi. (S.-A. a. Ebenda.) Torino 1905.

SPITALER (R.), Periodische Verschiebungen des Schwerpunktes der Erde. (S.-A. a. Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. CXIV.) 1905.

STAHL (A. F.), Zur Frage der Entstehung des Erdöles und der Steinkohlen. (S.-A. a. Chemiker-Zeitung. 1905. XXIX.)

STAPPENBECK (R.), Über *Stephanospondylus* n. g. und *Phanerosaurus* H. v. MEYER. (S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.) Berlin 1905.

STEENSTRUP (K. J. V.), Kan Tangranden benyttes til Bestemmelse af Forandringer i Vandstanden? Kóbenhavn 1905.

STEINMANN (G.), Geologische Beobachtungen in den Alpen II Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. (S.-A. a. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. XVI. 1905.) Freiburg i. Br.

STERZEL (J. T.), Mitteilungen aus der naturwissensch. Sammlung der Stadt Chemnitz. (S.-A. a. Bericht naturw. Ges. Chemnitz 1903.) Chemnitz.

— Beiträge zur Kenntnis der Medullosean. (S.-A. a. Ebenda). 1893—96.)

— Die Flora des Rotliegenden von Oppenau im badischen Schwarzwald. (S.-A. a. Mitt. Großh. Bad. Geol. L.-A. 1895). Heidelberg.

— Gruppe verkieselter Araucariten-Stämme aus dem versteinerten Rotliegend-Walde von Chemnitz-Hilbersdorf. (S.-A. a. d. XIV. Bericht naturwiss. Ges. Chemnitz 1896/99). Chemnitz 1900.

— Über zwei neue Palmoxylon-Arten a. d. Oligocän der Insel Sardinien. (S.-A. a. Ebenda.) Chemnitz 1900.

— Paläontologischer Charakter der Steinkohlenformation u. des Rotliegenden von Zwickau (S.-A. a. Erläut. z. geol. Spez.-Karte d. Königr. Sachsen). Chemnitz 1901.

— Ein verkieselter Riesenbaum a. d. Rotliegenden von Chemnitz. (S.-A. a. XIV. Ber. naturw. Ges. Chemnitz 1900/03.) Chemnitz. 1903.

— Geologische Karte der Umgegend von Chemnitz nebst 2 Profilen. Chemnitz.

— Die Flora des Rotliegenden von Ilfeld am Harz. (S.-A. a. Centralbl. für Min. 1901.) Stuttgart.

— Weitere Beiträge zur Revision der Rotliegendflora der Gegend von Ilfeld a. Harz. (S.-A. a. Ebenda. Chemnitz 1901.)

— Über einige neue Fossilreste. (S.-A. a. XV. Ber. naturw. Ges. Chemnitz 1903.)

STERZEL (J. T.), Erläuterungen zur Sektion Frohburg-Kohren der geologischen Spezialkarte von Sachsen. 2. Aufl. 1902.
— Nekrolog auf Christ. Ernst Weiß. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. Berlin 1892.)
STILLE, (H.), *Actinocamax plenus* Blainv. aus norddeutschem Cenoman. (S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Berlin 1905.)
— Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. (S.-A. a. Ebenda 1905).
— Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. (S.-A a. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. und B.-A. f. 1905. XXVI. Berlin 1905).
— Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. (S.-A. a. Ebenda).
— Über Schürfungen im Gebiete des Frankenberger Perm und dessen Vertretung weiter nördlich. (S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. LIV 1902).
— Bericht über die Excursion am Egge-Gebirge am 14. und 15. August 1902, im Anschluß an die 47. allgem. Versammlung d. Deutsch. geol. Gesellsch. zu Cassel. (S.-A. a. Ebenda).
— Zur Tektonik des südlichen Teutoburger Waldes. (S.-A. a. Ebenda LIII, 1901.) Berlin.
— Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. (S.-A. a. Jahrb Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. für 1899). Berlin 1905.
— Über Steinkohlen im Mittleren Keuper am Teutoburger Walde bei Neuenheerse. (S.-A. a. Ebenda für 1900.) Berlin 1905.
— Mitteilungen aus dem Aufnahmegebiet am südlichen Teutoburger Walde (Eggegebirge). (S. a. Ebenda für 1900).
— Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. (S.-A. a. Ebenda für 1901. XXII.) Berlin 1905.
— Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Egge-Gebirges. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. f. 1902. XXIII.) Berlin 1905.
— Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. (S.-A. a. Ebenda für 1903. XXIV. 2.) Berlin 1905.
TASSIN (W.), The Mount Vernon meteorite. (S.-A. a. Proced. U. S. National Museum XXVIII. 1905).
TORNAU (F.), Die Goldvorkommen Deutsch-Ostafrika's insbesondere Beschreibung der neu entdeckten Goldgänge in der Umgebung von Ikoma. (S.-A. a. Berichte über Land- u. Forst-

wirtschaft in Deutsch-Ostafrika, herausgeg. v. Kaiserl. Gouvernement v. Deutsch-Ostafrika. II, 1905). Dar-es-Salâm 1904.

Tornau (F.), Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse an der Karawanenstraße Kilwa—Songea. (S.-A. a. Ebenda.)

Uhler (R. P.), The Niagara period and its associates near Cutuberland, Md. (S.-A. a. Maryland Academy of Sciences.) Baltimore 1905.

Uhlig (C.), Vom Kilimandscharo zum Meru. Vorläufige Mitteilung über eine Forschungsreise. (S.-A. a. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin 1904.)

Ungern-Sternberg (Freih. E. v.), Die Hexactinelliden der senonen Diluvialgeschiebe in Ost- und Westpreußen. (S.-A. a. Schriften Phys.-Ökonom. Ges. Königsberg i. Pr.) 1903.

Vorwerg (O.), Über Steinkessel. 1. Herischdorf im Riesengebirge.

Voit (F. W.), A contribution to the geology of German South-West-Afrika. (S.-A. a. Transact. geol. soc. S. Africa, VII. 1904.)

Wagner (P.), Alphons Stübel. (S.-A. a. Sitz.-Ber. naturw. Ges. Isis. Dresden 1904.)

— Alphons Stübel und seine Bedeutung für die geographischen Forschungsmethoden. (S.-A. a. Geogr. Zeitschr. XI. 1905.)

Weber (M.), Über tertiäre Rhinocerotiden von der Insel Samos. (S.-A. a. Bull. soc. Imp. d. natur. Moscou. 1904.)

— Über tertiäre Rhinocerotiden von der Insel Samos. II. (S.-A. a. Ebenda. 1905.)

Wiegers (F.), Über Glazialschrammen auf der Kulmgrauwacke bei Flechtingen. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. u. B.-A. 1904, XXV) Berlin 1905.

— Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. (S.-A. a. Ebenda 1905. XXVI.) Berlin 1905.

— Magdeburger Uferrand und Drömling. (S.-A. a. Ebenda. XXIII, 1902.) Berlin.

— Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben, z. T. als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge. (S.-A. a. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. LVII.) 1905.

— Entgegnung auf Herrn Blanckenhorns Bemerkungen zu meinem Vortrage: Über diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben, als Fundstätten paläolithischer Werkzeuge. (S.-A. a. Ebenda.) Berlin 1905.

— Über Ätzungserscheinungen an Gyps. (S.-A. a. Zeitschr. f. Naturwissensch. LXXIII. 1900.) Stuttgart.

— Zur Kenntnis des Diluviums der Umgegend von Lüneburg. (S.-A. a. Ebenda LXXII, 1899.) Stuttgart.

WIEGERS (F.), Bericht über die am 14. Februar u. 3. Juli 1899 in Baden beobachtete Erdbeben. (S.-A. a. Verhandl. Naturwiss. Vereins Karlsruhe XIII.) Karlsruhe 1900.

WILCKENS (O.), Ein neues Vorkommnis von Nephelinbasalt im badischen Oberlande. (S.-A. a. Mitteil. Großh. Bad. geol. L.-A. V. 1905.)

— Die Lamellibranchiaten, Gastropoden etc. der oberen Kreide Südpatagoniens. (S.-A. a. Bericht. Naturf. Ges. Freiburg i. B. XV. 1905.)

— Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiärformation in Patagonien. (S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXI. 1905.) Stuttgart.

WING EASTON (N.), Geologie eines Teiles von West-Borneo, nebst einer kritischen Übersicht des dortigen Erzvorkommens. Hierzu 1 Atlas mit geolog. Karten u. Profilen und 1 Mappe mit Mikrophotographien. Jaarboek v. h. Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indie XXXIII. Batavia 1904.

WOLFF (W.), Beobachtungen über neue Vorkommen von fossilführenden Diluvium. (S.-A. a. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. 1905.)

— u. STOLLER (J.), Über einen vorgeschichtlichen Bohlweg im Wittmoor (Holstein) und seine Altersbeziehungen zum Moorprofil. (S.-A. a. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. f. 1904. XXV.)

WUNSTORF (W.), Die Fauna der Schichten mit *Harpoceras dispansum* LYC. vom Gallberg bei Salzgitter. (S.-A. a. Ebenda 1904, XXV.) Berlin 1905.

ZEISE (O.) u. WOLFF (W.), Geologie der Danziger Gegend. (S.-A. a. Beiträge zur Landeskunde Westpreußens. Festschrift zum XV. Deutschen Geographentag Danzig.) 1905.

ZIMMERMANN (E.), Der Bau der Gegend bei Goldberg. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Goldberg und Schönau in den Jahren 1901 und 1902. (S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. B.-A. f. 1902. XXIII. 1905.)

— u. BERG (G.), Bericht über den geologischen Markscheiderkursus in Niederschlesien vom Jahre 1904. (S.-A. a. Mitteil. a. d. Markscheiderwesen. N. F. Heft 7. Freiberg i/S. 1905.)

C. Karten und Kartentexte.

Deutschland.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten. 1 : 25000. Herausgegeben von der Königl. geologischen Landesanstalt.

Lief. 70, Bl. Altenbeken, Etteln, Lichtenau, Kleinenberg nebst Erläuterungen.

Lief. 108, Bl. Winsen, Lüneburg, Artlenburg, Lauenburg a./E. nebst Erläuterungen.

Lief. 109, Bl. Groß Stürlack. Rastenburg, Rosengarten, Wenden Drengfurth, Barten nebst Erläuterungen.

Lief. 110, Bl. Kruglanken, Lötzen, Kutten, Gr. Steinort, Angerburg nebst Erläuterungen. Geologische Übersichtskarte des Mauerseegebietes.

Lief. 111, Bl. Preßberg-Rüdesheim, Caub, Algenroth, St. Goarshausen nebst Erläuterungen.

Lief. 117, Bl. Lubiewo, Klonowo, Lindenbusch, Tuchel, Zalesie, Schüttenwalde nebst Erläuterungen.

Lief. 122, Bl. Reppen, Drenzig, Drossen, Groß Rade, Alt Limmritz, Sonnenburg nebst Erläuterungen.

Lief. 124, Bl. Groß Peglau, Prangenau, Zuckau, Quaschin nebst Erläuterungen.

— Kurze Einführung in das Verständnis der geologisch-agronomischen Spezialkarten des norddeutschen Flachlandes. Beigabe zu den Erläuterungen der Flachlandsblätter (Neue Ausgabe).

Österreich.

Geologische Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie.

Bl. Schönberg-Mähr. Neustadt	Zone 6	Kol. XVI.	mit Erläuterungen
„ Groß-Meseritsch	„ 8	„ XIV.	
„ Trebitsch-Kromau	„ 9	„ XIV.	
„ Ischl-Hallstadt	„ 15	„ IX.	„ „
„ Haidenschaft-Adelsberg	„ 22	„ X.	„ „
„ Veglia-Novi	„ 25	„ XI.	„ „
„ Zaravecchia-Stretto	„ 30	„ XIII.	„ „

Ferner Erläuterungen z. d. Kartenblatte Landskron-Mähr. Trübau der IV., und dem Blatte Budua (1 : 25000) der V. Lief.

Geologische Spezialkarte der Länder der ungar. Krone 1 : 75000. Herausgegeben von der Kgl. ungar. geolog. Anstalt:

Österreich.

Die Umgebung von Kismarton, Zone 14 Kol. XV, nebst Erläuterungen.

Kgl. ungar. Geologische Anstalt. — Übersichtskarte der auf dem Gebiete der Länder der ungar. Krone vorkommenden wichtigeren Dekorations- und Baugesteine, 2 Blätter. 1902.

Kgl. ungar. Geologische Anstalt. — Übersichtskarte der untersuchten Tone der Länder der ungarischen Krone mit Benutzung der topogr. Karte der hydrographischen Sektion in 2 Blättern 1 : 900000. 1899.

Kgl. ungar. Geologische Anstalt. — Umgegend von Szeged und Kiotelek 1 : 75000. Zone 20. Kol. XXII.

Schweiz.

Geologische Karte der Schweiz 1 : 100000, Bl. No. VII. Herausgeg. v. d. geolog. Kommission d. Schweizer. naturforsch. Gesellschaft auf Kosten der Eidgenossenschaft 1 : 25000.

Bl. Carte tectonique des Environs de Delémont (Delsberg)
„ „ „ d'envelier et du Weißenstein.
„ Die Drumlinlandschaft der Umgegend von Adelfingen.
„ Geol. Karte des Rheinlaufs unterhalb Schaffhausen.
„ Kaiserstuhl.
„ Geolog. Karte des unteren Aare-Reuß- und Limmat-Tales nebst Erläuterungen.

Schweden.

Sveriges geologiska undersökning.

Ser. Aa. (1 : 50000.) Bl. Sommenäs, No. 119; Bl. Sköfde No. 121; Bl. Bjorneborg, No. 124; Bl. Loftammer, No. 127; Bl. Skagersholm, No. 128.

Ser. Ac. (1 : 100000). Bl. Oskarshamn, No. 5; Bl. Monsterös, No. 8.

Ser. A 1. a. (1 : 200000) Blad 1 und 2.

Amerika.

Department of the Interior Canada. Electoral Divisions in the Provinces of Saskatchewan and Alberta.
„ „ „ „ „ Electoral Divisions in Southern Alberta.
„ „ „ „ „ Electoral Divisions in Southern Saskatchewan.
„ „ „ „ Relief Map of the Dominion of Canada 1 : 6336000.

Deutsche geologische Gesellschaft.

I. Januar 1906*.

Vorstand

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Stellvertretende Vorsitzende { „ Wahnschaffe. „ Schmeißer.

Schriftführer { „ Gagel. „ Philippi. „ Kühn. „ Krusch.

Schatzmeister „ Dathe.

Archivar „ Jentzsch.

Beirat

Die Herren Baltzer-Bern, Kayser-Marburg, Rothpletz-München, Steinmann-Freiburg i. B., Wichmann-Utrecht, Kalkowsky-Dresden.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Adams, Frank D., Dr., 1890. Montreal, Canada, Mc Gill, University, Petrograph. Laboratory.

Ahlburg, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Albert, Hermann, Bergassessor, 1897, per Adr. Karl Dyckerhoff, Biebrich a. Rh., Rheinstr. 44.

Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.

Albrecht, Emil, Generaldirektor, 1900. Hannover.

von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.

Andrée, Karl, Dr., 1902. Clausthal (Harz) Nr. 788.

* bedeutet Teilnahme an der Allgemeinen Versammlung in Tübingen.

Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin W, Kleiststr, 22.
von Arthaber, G. A., Dr., Privatdozent, 1892. Wien I, Bartensteingasse 8.
Bärtling, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern, Rabbental 51.
Bamberg, Paul, 1902. Friedenau b. Berlin, Kaiser Allee 87/88.
Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, Rue Pascal 37.
Baschin, Otto, Kustos am Geograph. Institut, 1901. Berlin W 15, Pariserstr. 14a.
Bauer, Max, Dr., Professor, Geh. Reg. Rat, 1869. Marburg in Hessen.
Baum, G. F., Professor, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
von Baumbach, Reinh., Ingenieur, 1902. Göttingen, Geismar-Chaussee 25 B.
Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).
von Baur, C., Dr., Präsident des Kgl. Bergrats, 1868. Degerloch b. Stuttgart.
*Beck, Karl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.
Beck, Richard, Dr., Professor, 1884. Freiberg i. S., kgl. Bergakademie.
Becker, Ernst, Dr., 1903. Assistent am Kgl. Mineralog. Institut d. Universität, Heidelberg, Gaisbergstr. 62.
Becker, H., Chemiker, 1884. Wiesbaden. Land VII.
Behr, Johannes, Dr., 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Belowsky, Max, Dr., Kustos am mineral.-petrograph. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.
Berendt, G., Dr., Geh. Bergrat, Professor und Landesgeologe, 1861. Berlin SW 11, Dessauerstr. 35.
Berg, Georg, Dr., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Bergeat, Alfred, Dr., Professor, Bergakademie, 1893. Clausthal.
Bergmann, W., Berginspektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.
*Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Grassi-Museums, 1894. Leipzig-Eutritzsch, 16c I.
*Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Zweiter (wissenschaftlicher) Direktor der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Bielefeldt, Dr., 1897. Berlin W, Regentenstr. 7.
von Bismarck, Landrat, 1898. Naugard in Pommern.
Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Bienerstr. 15.
*Blanckenhorn, Max, Dr., Privatdozent, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1881. Halensee b./Berlin, Joachim Friedrichstr. 57.

Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.
Bode, G., Ober-Landgerichts-Direktor, 1894. Braunschweig, Kaiser Wilhelmstr. 27.
Bode, Arnold, Dr., Privatdozent, 1902. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstraße 14.
Böhm, Joh., Dr., Kustos an der geol. Landesanstalt u. Bergakademie, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Boettger, Edmund, Geh. Bergrat, 1869. Halle a./S., Blumenthalstr. 12.
Boettger, O., Dr., Professor, 1868. Frankfurt a. M., Seilerstr. 6.
von dem Borne, Dr., Privatdozent, 1888. Breslau XVIII-Krietern.
Bornemann, L. G., Dr., 1872. Eisenach, Wartburgchaussee 4.
Bornhardt, Oberbergrat, Erster Direktor der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt u. Direktor der Bergakademie. 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Brackebusch, L., Dr., Professor, 1872. Hannover, Blücherstr. 3.
Branco, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Bez. Hann.).
Brandes, Georg, cand. geol., 1898. Quedlinburg, Adelheidstr. 6.
Brauns, Reinhard, Dr., Professor. 1885. Kiel. Düppelstrasse 8.
Broili, Ferdinand, Dr., Privatdozent, 1899. Custos am paläontolog. Institut zu München, Alte Akademie.
Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Straßburg i. E., Mineralog. Institut, Lessingstrasse 7.
Bücking, Hugo, Dr., Professor, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.
Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W.
van Calker, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Holland).
Canaval, Richard, Dr., k. k. Oberbergrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.
Chelius, Karl, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1880. Darmstadt, Klappachstr. 9.
Chewings, Charles, Dr., 1896. Norwood, 85 Edward Street, South Australia.
Clark, William Bullock, Dr., Professor, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Paleontologist, Direktor New York State Museum, 1884. Albany (New York), State Hall.

Clausthal, Kgl. Oberbergamt, 1869.
Cornu, F., 1905, Assistent am Mineralog. Institut d. Universität Wien.
Councler, Constantin, Professor, 1888. Münden, Forstakademie.
*Credner, Hermann, Dr., Professor, Geh. Ober-Bergrat, 1865. Leipzig, Carl Tauchnitzstr. 11.
Crook, Alja Robinson, Dr., Professor of Mineralogy, Northwestern University, 1897. Evanston, Jll., U. St. A.
Dalmer, Karl, Dr., Sektionsgeologe, 1879. Jena, Johannisplatz 22.
Dammer, Bruno, Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.
Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor, 1892. Berlin NW 23, Brücken-Allee 26.
Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i./S.
Darton, N. H., Geologist of the U. S. Geolog. Survey, 1904. Washington D. C.
*Dathe, Ernst, Dr., Landesgeologe, Geh. Bergrat, 1874. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, 1885. Greifswald.
*Delkeskamp, R., Dr., 1905. Assistent am Mineralog. Institut der Universität Gießen.
Denckmann, August, Dr., Landesgeologe, 1884. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Deninger, Karl, Dr. 1902. Freiburg i. Br., Geologisches Institut.
De Stefani, Carlo, Dr., Professor der Geologie am Istituto di Studi superiori und Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.
von Detten, Berghauptmann, 1860. Clausthal a. H.
Dienst, Paul, Bergbaubeflissener, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Dieseldorff, Arthur, Dr., 1898. Hamburg 11, Gr. Burstah 4.
Dietz, Eugen, Bergreferendar, 1905. Berlin SO 16, Neanderstraße 25 I.
Dölter-y-Cisterich, Cornelius, Dr., Professor, 1873. Graz.
de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, rue de Bériot 44.
Drevermann, Fritz, Dr., 1899, Assistent am Senkenbergischen Museum, Frankfurt a. M., Altkönigstr. 6.
Dreyer, Karl, stud. geol. 1905. Berlin SW 47, Kreuzbergstr. 71.
Du Bois, Georg. C., Dr., 1899. Direktor der Deutschen Gold- u. Silber-Scheideanstalt, Frankfurt a. M.
Dziuk, A., Dipl. Bergingenieur, 1897. Hannover, Rumannstraße 29.

Ebeling, Generaldirektor, 1894. Westeregeln b. Egeln.
Ebeling, Max, Dr., Oberlehrer, 1897. Berlin NO 18, Friedenstr. 99.
Eberdt, Oskar, Dr., Kustos an der geologischen Landesanstalt und Bergakademie, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstr. 4 B II.
Ehrenburg, Karl, Dr., Privatdozent, 1887. Würzburg, Paradeplatz 4.
Elbert, Joh., Dr., 1900. Greifswald, Langestraße.
von Elterlein, Adolf, Dr., k. ottomanischer Ministerialrat, 1898. Constantinopel.
Emerson, Benjamin, Professor, 1868. Amherst (Massachusetts).
Endriss, Karl, Dr., Professor an der k. technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
Engel, kgl. Bergmeister, 1896. Essen.
Erdmannsdörfer, O. H., Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr 44.
Esch, Ernst, Dr., Direktor der Braunsteinwerke, 1893. Gießen, Frankfurterstr. 31.
Felix, Johann, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstr. 3.
Fels, Gustav, Dr., Assistent am mineralog.-petrogr. Institut der Universität, 1902. Bonn a. Rhein.
Fiedler, Otto, Dr., 1898. Charlottenburg, Klausewitzstr. 1 II.
Finckh, Ludwig, Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Freiherr von Fircks, W., Bergingenieur, 1898. Helsingfors, Finland, Finska Geologiska Kommission.
Fischer, Franz, Oberlehrer, 1900. Berlin SW 29, Gneisenaustraße 90 II.
Flach, Ch., } Bergingenieure, 1902. Bern, Bundesgasse 18.
Flach, J., }
Flegel, K., Dr., Bergbaubeflissener, 1904. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Fleischer, Alexander, 1903. Breslau, Kaiser Wilhelmstr. 56.
*Fliegel, Gotthard, Dr., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Fluhr, Robert, stud. rer. mont. 1905, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Follmann, Otto, Dr., Oberlehrer, 1891. Koblenz, Eisenbahnstraße 38.
*Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstraße 2.
Franke, G., Professor, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
*Frech, Fritz, Dr., Professor, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
Frič, Anton, Dr., Professor, 1868. Prag, Grube No. 7.
Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Am alten Wall 17.
Friederichsen, Max, Dr., Privatdozent, 1903. Göttingen, Hainholzweg 24.

Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karlsruhe (Baden).

Freiherr von Fritsch, Karl, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1859. Halle a. S., Margarethenstr. 3.

Fuchs, Alex., Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

*Gagel, Kurt, Dr., Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gante, Bergrat, Vorsteher der herzogl. anhalt. Salzwerkdirektion, 1902, Leopoldshall bei Staßfurt.

Gärtner, Dr., 1904. Direktor der Wenzeslausgrube, Ludwigsdorf, Kreis Neurode.

Geinitz, Eugen, Dr., Professor, 1877. Rostock.

Geisenheimer, Bergassessor, 1904. Breslau, Schuhbrücke 38/39 II.

Gerland, Dr., Professor, 1881, Straßburg i. E., Steinstr. 57.

Gill, Adam Capen, Dr., Cornell University, 1891. Ithaca (New York).

Gillman, Fritz, Ingenieur. Sevilla (Spanien) Alameda de Hercules 42.

von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.

Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Professor und Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Kroatien).

Goslar, Naturwissenschaftlicher Verein. 1904.

Gosselet, Jules, Professor. 1862. Lille, rue d'Antin 18.

Göttingen, Geologisches Institut der Universität, 1905.

Gottsche, Karl, Dr., Professor, Kustos am Naturhist. Museum, 1875. Hamburg.

Grabau, A., Dr., Professor, Oberlehrer, 1879. Leutzsch b. Leipzig, Leipzigerstr. 8.

*Grässner, P. A., Generaldirektor, 1889. Staßfurt-Leopoldshall.

Gravelius, Dr. Professor a. D. Technische Hochschule. 1905, Dresden A., Reissigerstr. 13.

*Gröbler, Bergrat, 1894. Salzdetfurth.

Grosser, P., Dr., 1892. Genienau, Mehlem a. Rhein.

von Groth, Paul, Dr., Professor, 1866. München, VI Brieffach.

Grünberger, Rechtsanwalt, 1904. Breslau.

Grundey, Max, Kgl. Landmesser, 1896. Kattowitz O./S., Goethestr. 3.

Gruner, Hans, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1871. Berlin N 4, Kesselstr. 11.

*Grupe, Oskar, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gürich, Georg, Dr., Professor, 1891, Breslau, Gartenstr. 24.
Guillemain, Constantin, Dr., 1899, Kribi, Kamerun.
Haarmann, Erich, Bergbaubeflissener, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Haas, Hippolyt, Dr., Professor, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.
*Haas, Karl, 1905, Assistent am physiologisch-chemischen Institut. Tübingen.
Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.
Hahne, Hans, Dr. med., 1905, Grunewald b. Berlin, Humboldtstraße 13.
Halbfass, Wilh., Dr., Professor, 1898. Neuhaldensleben.
Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstraße 4.
Harbort, Erich, Dr, Privatdozent, 1905. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.
Hauthal, Rudolf, Dr., Professor. Römer-Museum, 1891. Hildesheim.
Hazard, J., Dr., Professor, Sectionsgeologe, 1891. Leipzig-Gohlis, Pölitzstr. 32.
Hecker, O., Dr., 1900. Groeningen, Bez. Magdeburg.
Heidenhain, F., Dr., Oberlehrer, 1866. Stettin, Grünhofer Steig 1.
Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.
Helgers, E., Dr., 1905, Frankfurt a. M., Mendelssohnstr. 69.
Henderson, J. C. A., Dr., Bergingenieur, 1895. 120 Bishopsgate St. Within, London E. C.
Henkel, Ludwig, Dr. Oberlehrer, 1901. Schulpforta b. Naumburg a. S.
Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a./M., Neue Zeil 68.
Herbing, Bergbaubeflissener, 1904. Liegnitz, Elisabethstr. 3 II.
Hermann, Rudolf, 1904. Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Museum für Völkerkunde, Berlin SW 11, Anhaltstr. 13.
Hermann, Paul, Dr., 1904. Gr. Lichterfelde W, Steglitzerstr. 43III.
Hess von Wichdorff, Hans, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Heusler, Geh. Bergrat, 1872. Bonn, Colmantstr. 15.
van der Heyden à Hauzeur, Louis, 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne.
*Hibsch, Jos., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebwerda (Böhmen).
Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 2.
Hildebrandt, Max, 1901. Berlin NW 87, Alt Moabit 79.
Hintze, Karl, Dr., Professor, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.

Hirschwald, Julius, Dr., Geh.-Rat, Professor an der Technischen Hochschule, 1898. Grunewald b./Berlin, Kunz Buntschuhstr. 16.
Hörnes, Rudolf, Dr., Professor, 1874. Graz, Sparbersbachgasse 41.
Hofmann, Adolf, Dr., Professor, 1886. Przibram, Böhmen.
*Holland, F., Oberförster 1895, in Heimerdingen O. A. Leonberg. (Württemberg).
Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leising in Sachsen.
Holzapfel, Eduard, Dr., Professor, 1884. Aachen, Büchel 51.
Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Cassel, Weigelstr. 2 II.
Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstraße 3.
Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstraße 33.
*von Huene, F., Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.
Hug, Otto, Dr., 1897. Tübingen, Mineralog. Institut.
Hughes, Thomas Mc Kenny, Professor, Trinity College Cambridge (England).
Hussak, Eugen, Dr., Staatsgeolog, 1891. Saõ Paulo (Brasilien).
Hustedt, Wilh., Rektor, 1897. Berlin NO 43, Georgenkirchstraße 11.
*Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Jahr, E., Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau II, Neue Taschenstraße 2.
Janensch, Werner, Dr., Assistent am geol.-paläont. Institut. d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).
Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Jung, Gust., Direktor, 1901. Neuhütte b. Straßebersbach, Nassau.
Just, E., Lehrer, 1889. Zellerfeld.
*Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Gutenbergstr. 30.
Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, 1874. Dresden A., Franklinstr. 32.
Kattowitz, Kattowitzer Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb, 1905.
Katzer, Friedrich, Dr., Bosnisch-hercegov. Landesgeologe, 1900. Sarajevo.
Kaufholz, Dr., Oberlehrer, 1893. Goslar, Bäringerstr. 24.
Kaunhowen, F., Dr., Bezirksgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Kayser, Emanuel, Dr., Professor, 1867. Marburg in Hessen.
Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kinkelin, Fr., Dr., Professor, 1886. Frankfurt a. M., Parkstraße 52.

Kirschstein, Egon, cand. geol., Assistent am geol.-paläont. Institut und Museum, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Klautzsch, Adolf, Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Klebs, Richard, Dr., Professor, 1879. Königsberg i. Pr., Schönstr. 7.

Klein, Karl, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1869. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Klein, S., Dr. Ing., 1904, p. Adr. Herrn Benedict Klein, Nürnberg, Fürtherstr. 25.

*Klemm, Gustav, Dr., Professor, Großh. hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.

Klockmann, Friedrich, Dr., Professor, 1879. Aachen, Technische Hochschule.

von Knebel, Walther, Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Koch, Max, Dr., Professor, Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W, Frankenstraße 7.

von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.

Koert, Willy, Dr., Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Köhne, Werner, Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

*Koken, Ernst, Dr., Professor, 1882. Tübingen.

Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor der Mineralogie und Lötrohrprobierkunde a. d. kgl. Bergakademie, 1901. Freiberg-Sachsen.

Kolesch, Dr., Gymnasial-Oberlehrer, 1898. Jena, Felsenkellerstraße 19.

Korn, Joh., Dr., Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Krahmann, Max, Privatdozent, Bergingenieur, 1889. Berlin NW 23, Händelstr. 6.

Krämer, Professor, 1905, Berlin W 35, Kurfürstenstr. 134.

Krantz, Fritz, Dr., Mineralienhändler, 1888. Bonn, Herwarthstr. 36.

Krause, Paul Gustaf, Dr., Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).

Krusch, Paul, Dr., Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kühn, Benno, Dr., Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Kühn, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1888. Halle a. d. S.
Kuntz, Julius, Bergingenieur, 1905. Stein in Krain. Per Adr. Oberstleutnant Dolleczek.
Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Schloß Poppelsdorf.
Laube, Gustav, Dr., Professor, 1877. Prag, k. k. Deutsche Universität.
Lehmann, Joh., Dr,, Professor, 1873. Weimar.
Lehmann, P., Dr., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabowerstraße 24.
Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
Leonhard, Richard, Dr., Privatdozent, 1894. Breslau, Victoriastraße 65.
Leppla, August, Dr., Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.
Lewis, Alfred Amos, 1904. Gympie, Queensland, Lawrence Street.
Liebheim, E., Dr., Bergingenieur, 1893. Leipzig-Gohlis, Poetenweg 8.
Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.
Lindemann, A. F., Ingenieur, 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).
von Linstow, Otto, Dr., Bezirksgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Lorenz, Th., Dr., Privatdocent, 1903. Marburg i. Hessen, Schwanen-Allee 56.
Loretz, Hermann, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1876. Grunewald b. Berlin, Hubertusallee 14.
Lotz, Heinrich, Dr., Geolog, 1898. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Lucke, O., Berginspektor a. D., 1878. Beuthen (Ober-Schlesien), Hohenzollernstr. 15 I.
Luedecke, K., Dr., Professor, 1874. Halle a. S., Blumenthalstr. 8.
Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa) Locust Street 708. U. St.
Maak, Hofapotheker, 1902. Halberstadt, Westendorf 28.
Macco, Albr., Berginspektor, 1897, Staßfurt.
Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe, 1892. Kopenhagen, Kastanievej 10.
Makowsky, Alexander, Professor, 1877. Brünn, Techn. Hochschule.

Martin, J., Dr., Prof. Direktor d. naturhistor. Mus., 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.
Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland).
Mascke, Erich, cand. geol., 1901. Göttingen. Rheinhäuser Chaussee 6.
Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin W 30, Bambergerstr. 15 I.
Maurer, F., Rentner, 1874. Darmstadt, Heinrichstr. 6.
Mentzel, Bergassessor, 1905. Bochum, Bergstr. 7.
Menzel, Hans. Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Mestwerdt, Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Meyer, Erich, Dr., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Meyer, Hermann, stud. geol. 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Michael, Richard, Dr., Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.
Milch, Louis, Dr., Prof., 1887. Breslau XVIII, Eichendorffstr. 63.
Mitzopulos, Constantin, Dr., Professor, 1883. Athen.
Möhle, Fritz, Dr., 1902. Wiesbaden, Philippsbergstr. 29, I.
von Mojsisovics, Edmund, Dr., k. k. Hofrat, Ober-Bergrat, 1870. Wien III, Strohgasse 26.
Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Hilversum (Holland).
Monke, Heinrich, Dr., Bezirksgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Berlin W 10, Bendlerstr. 27.
Moritz, Adolf, Bergwerksdirektor, 1901. Oberroßbach b. Friedberg, (Hessen).
Mühlberg, Johannes, Hoflieferant. 1905. Dresden.
Mühlberg, Max, Dr., 1899. Aarau (Schweiz).
Müller, Hermann, Geh. Bergrat, 1849. Freiberg i. S., Hornstr. 29.
Müller, Wilh., Dr., Professor an der Techn. Hochschule, 1885. Charlottenburg, Bismarckstr. 34 a.
München, Paläontologische Staatssammlung, Alte Akademie. 1905.
*Nägele, E., 1905. Verlagsbuchhändler, Stuttgart.
Naumann, Edmund, Dr., Direktor d. Zentrale f. Bergwesen, 1898. Frankfurt a./Main, Mozartplatz 28.
*Naumann, Ernst, Dr., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Neischl, Adalbert, Dr., Major a. D., 1905. Nürnberg, Lindenaststraße 29.
Nentwig, Dr., Professor, Bibliothekar der Reichsgräflich Schaffgott'schen Majoratsbibliothek, 1899, in Warmbrunn.
Neubaur, Bergrat, Direktor der Gewerkschaft Ludwig II. 1894. Staßfurt.

Neumann, Oscar, Dr. 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 41 IV.
Neuse, Richard, Dr., Gymnasialoberlehrer, 1905. Charlottenburg, Guerickestr. 40.
Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg, Technische Hochschule.
*Nötling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Hobart (Tasmanien), 316 Elizabeth-Street.
Nopcsa jun., Baron Franz, 1903. Szacsal (W. Hátszeg) Ungarn.
Ochsenius, Karl, Dr., Konsul a. D., 1873. Marburg in Hessen.
Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule.
Öhmichen. H., Bergingenieur, 1899. Düsseldorf, Leopoldstr.
Ollerich, Ad., cand. rer. nat. 1891. Hamburg, Postamt 5, b. d. Strohhaus 88.
Oppenheim, Paul, Dr., 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
Ordoñez, Ezequiel, Subdirektor des Instituto geológico. 1898. Mexico, Calle del Ciprés 5.
Orth, Dr., Professor, Geh. Reg. Rat. 1869. Berlin SW. Zietenstraße 6 b.
Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.
Pabst, Wilhelm, Dr. Professor, Kustos der naturhistor. Sammlung, 1880. Gotha, Schützenallee 16.
Papp, Karl, Dr., Geologe an d. kgl. Ungarischen geolog. Landesanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.
Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kurfürstenstrasse 31/33.
Paulcke, W., Dr., Professor, Technische Hochschule. 1901. Karlsruhe.
Penck, Albrecht, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34-36.
Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Graz, Tummelplatz 5.
Person, cand. geol., Assist. a. geolog. Institut d. Univ. Göttingen. 1901. Göttingen, Schieferweg 7.
Petersen, Joh., Dr., Direktor, 1900. Hamburg 21. Uhlenhorst (Waisenhaus).
Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe k. k. geolog. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
Pfaff, F. W., Dr., Landesgeologe, 1887. München, Theresienstr. 57.
Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
*Philipp, Hans, Dr., 1903. Karlsruhe, Geol. Institut der Technischen Hochschule.
Philippi, Emil, Dr., Privatdozent, 1895. Berlin N 4. Invalidenstraße 43.

Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Bern, Seftigenstr. 9.
Picard, Edmund, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Plagemann, A., Dr., 1882. Hamburg. Besenbinderhof 68.
*Plieninger, Felix, Dr., Privatdozent, 1891. Tübingen, Mineralog. Institut.
Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.
Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Hohenheim bei Stuttgart.
Porro, Cesare, Dr., 1895. Carate Lario (Prov. di Como), Italien.
Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1887. Rom, Museo geologico della Universitá.
Potonié, Henry, Dr., Professor, Landesgeologe, 1887. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
von Prondzynski, Vincenz, Direktor, 1902. Zementfabrik, Groschowitz b./Oppeln.
Quaas, Artur, Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Quelle, Otto, cand. geol., 1903. Nordhausen a. H., Uferstr. 11.
Ramann, Emil, Dr., Professor. 1898. München, Amalienstr. 67.
Range, Dr., 1905, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Rau, K., Dr., 1905. Forstamtmann, Schussenried (Württemberg).
*Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Regel, Fritz, Dr., Professor, 1892. Würzburg, Rückertstr. 13.
*Regelmann, C., Rechnungsrat bei dem königl. statistischen Landesamt, 1896. Stuttgart, Cottastr. 3.
*von Rehbinder, Baron Boris, Dr., Kustos am Polytechnikum, 1902. Warschau, Penknaja 45, Qu. 11.
Reinisch, Dr., Privatdozent, Leipzig.
Reiss, Wilh., Dr., Geh. Reg.-Rat, 1877. Schloß Könitz (Thüringen).
Remelé, Ad., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
Renz, Karl, Dr., 1903. Breslau, Schuhbrücke 38/39 II.
Richter, Oberlehrer, 1898. Quedlinburg, Bahnhofstr. 6.
Rinne, Fritz, Dr., Professor, 1887. Hannover, Technische Hochschule.
Romberg, Jul., Dr., 1889. Berlin W 62, Bayreutherstr. 21 I.
Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimrat. 1872. Heidelberg.
Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauserstr.
Rüst, Dr. med., 1887. Hannover, Sedanstr. 14.
Rumpf, Joh., Dr., Professor, 1876. Graz, k. k. Polytechnikum.
Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).

Sachs, Arthur, Dr., Privatdozent, 1900. Breslau V, Gartenstraße 15/17.
*Salfeld, cand. geol., 1905. Tübingen, Hölderlinstr. 24 I.
Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Uferstr.36.
*Sapper, Karl, Dr., Professor, 1888. Tübingen, Olgastr. 5.
Sauer, Adolf, Dr., Professor, 1876. Stuttgart, Technische Hochschule.
Schalch, Ferdinand, Dr., Grossherzogl. bad. Landesgeologe, Bergrat, 1876. Neuenheim bei Heidelberg, Ziegelhäuser Landstraße 24.
Scheibe, Robert, Dr., Professor, 1885. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
*Schellwien, Ernst, Dr., Professor, Direktor d. ostpreuß. Provinz.-Mus., 1893. Königsberg, O.-Pr., Lange Reihe.
*Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.
Schjerning, W., Dr., 1905, Kgl. Gymnasialdirektor, Krotoschin.
*Schlee, Paul, Dr., Oberlehrer. 1905. Hamburg, Erlenkamp 8 III.
Schleifenbaum, W., Bergmeister, 1881. Büchenberg bei Elbingerode.
Schlenzig, J. Direktor der Central-Afrikanischen Bergwerks-Gesellschaft. 1898. Groß-Lichterfelde, Albrechtstr. 7 I.
Schlippe, O., Dr., 1886. Gohlis b. Leipzig, Menckestr. 18.
Schlunck, Joh., Dr., 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Schmeißer, Karl, Berghauptmann u. Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Kgl. Oberbergamt.
Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
Schmidt, Erich, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Schmidt, Karl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 7.
von Schmidt, F., Akademiker, Exzellenz, 1881. St. Petersburg, Akademie d. Wissenschaften.
Schmidt, Martin, Dr., Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Legionskaserne.
*Schmidt, Axel, Dr., Geologe, 1905. Stuttgart, Legionskaserne.
*Schmierer, Th., Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Heidelberg.
Schneider, Adolf, Professor, Geheimrat, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schneider, Otto, Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Schottler, W., Dr., Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstraße 93.
Schrader, O., Generaldirektor a. D., 1893. Hannover, Hohenzollernstr. 51.

Schrammen, A., Zahnarzt, 1900. Hildesheim, Zingel 35.
Schreiber, Dr., Professor, 1872. Magdeburg, Kaiserstr. 5.
Schröder, Henry, Dr., Landesgeologe. 1882. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Schubart, Hauptmann und Kompagniechef Infant. Reg. 71, Erfurt. Richard Breslaustr. 2.
Schucht, F., Dr., 1901 Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Schütze, Ewald, Dr., Assistent am kgl. Naturalienkabinet, 1895. Stuttgart.
Schünemann, Ferdinand, Bergassessor, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schulte, Ludw., Dr., Bezirksgeologe, 1893. Friedenau bei Berlin, Niedstr. 37.
Schulz, Eugen, Dr., Bergrat. 1879. Cöln, Sudermannplatz 4 I.
Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.
*Scupin, Hans, Dr., Privatdozent, 1893. Halle a./S., Friedrichstraße 41.
Seligmann jun., G., Banquier, 1873. Coblenz, Schlossrondel 18.
Semper, Joh. Otto, Dr., 1863. Hamburg, Naturhistorisches Museum.
Semper, Max, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.
von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., 1895. Straßburg i. Els., Schiltigheimer Platz 11.
Siegert, Th., Dr., Professor, 1874. Radebeul-Oberlößnitz, Gabelsbergerstr. 1.
Siegert, Leo, Dr., Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
von Siemiradzki, Josef, Dr., Professor. 1890. Lemberg (Galizien), k. k. Universität.
Sobirej, Direktor, 1904. Gogolin.
Soenderop, Fritz, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Söhle, Ulrich, Dr., Bergingenieur, 1891. Dresden, Bernhardstraße 28.
Solger, Friedr., Dr., Kustos a. Märkischen Museum, 1900. Berlin N 39, Reinickendorferstr. 2c.
Sommerfeldt, E., Dr., Privatdozent, 1905. Tübingen, Geol. Institut.
*Sorg, Bergbaubeflissener, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Spandel, E., Verleger des General-Anzeigers, 1896. Nürnberg.
Spezia, Giorgio, Professor, 1872. Turin, Museo mineralogico, Palazzo Carignano.
Stache, Guido, Dr., k. k. Hofrat, 1870. Wien III, Oetzeltgasse 10.

Stahl, A. F., Minen-Ingenieur, 1899. St. Petersburg, Kirotschnaja 12, Log. 20.
Stappenbeck, Dr., 1904. San Juan (Argentinien), Avenida 25 de Mayo 341.
Steenstrup, K. J. V., Dr., 1889. Kopenhagen, Forchhammersvej 15 I.
Stein, Dr., Geh. Bergrat a D., 1865. Halle a. S.
Steinmann, Gustav, Dr., Hofrat, Professor, 1876. Freiburg i./Br., Mozartstr. 20.
Sterzel, J. T., Dr., Professor, 1877. Chemnitz, Kastanienstraße 16.
Steuer, Alex., Dr., Privatdozent, Bergrat, Großherzogl. hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Liebigstr. 37.
*Stille, Hans, Dr., Privatdozent, 1898. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Institut des sciences, rue de la roseraie.
Stoller, J., Dr., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Techn. Hochschule.
Stremme, Hermann, Dr., Assist. am geol.-paläontolog. Inst. u. Mus. f. Naturk., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Privatdozent, 1899. München, Alte Akademie.
Struck, Rud., Dr. med., 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.
Stutzer, O., Dr., 1904. Assistent f. Geologie an der Bergakademie Freiberg i. S.
Stürtz, B., Mineralienhändler, 1876. Bonn, Riesstr. 2.
Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien II, Afrikanergasse 9.
Tannhäuser, Felix, Dr., Privatdozent, Assistent am mineralog.-petrogr. Institut und Museum, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
Tarnowitz, Oberschlesische Bergbau-Hilfskasse, 1905.
Tewis, Alfred, Bergreferendar, 1904. kgl. Oberbergamt Halle a. S.
Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., 1885. Kopenhagen, F. Stationsvej 11.
Thost, Rob., Dr., 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstraße 27.
Thürach, H., Dr., Landesgeologe, 1885, Heidelberg, Blumenthalstraße 1.
Tiessen, Ernst, Dr., 1895. Friedenau b. Berlin, Friedrich-Wilhelmplatz 6.
Tietze, Emil, Dr., Hofrat, Direktor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

Tietze, W., Dr., Bezirksgeologe, 1900, Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Tornau, Fritz, Dr., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Straßburg i./Els., Lessingstr. 15.

Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien IV, k. k. Techn. Hochschule.

Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Greifswald.

Tschermak, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1871. Wien, Universität, Mineralog.-petrograph. Institut.

Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie 15.

Uhlig, Victor, Dr., Professor, 1881. Wien I, k. k. Universität, Franzensring.

*Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtstr. 6.

Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

Ullrich, Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau, K. Oberbergamt.

*Vacek, Michael, Dr., Vizedirektor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.

Viedenz, Oberbergrat a. D., 1875. Münster i. W., Ägidiistraße 38.

Vogel, Fr., Dr., 1884. Friedenau, Rembrandtstr. 12.

Vogt, J. H. L., Professor, 1891. Christiania.

Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedterstr. 35.

Voit, Friedrich W., Dr., Montaningenieur, 1901. Johannesburg, Transvaal, P. O. Box 1156.

Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Pangkalan Berandau, Sumatras Ostküste.

Vorwerg, Hauptmann a. D., 1894. Ober-Herischdorf b. Warmbrunn.

Wagner, Richard, Oberlehrer a. d. Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.

Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, cand. geol., 1902. Ringenkuhl b. Grossalmerode.

Waldenburg i. Schles., Niederschlesische Bergbau-Hilfskasse, 1864.

Waldschmidt, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Grifflenberg 67.

Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Jena, Kaiser Wilhelmstraße 3.

*Walther, Karl, Dr., Privatdozent. 1902. Jena, Mineralog. Institut, Schillerstr.

Weber, E., Dr., Tonwerkbesitzer, 1881. Schwepnitz i. S.

*Weber, Maximilian, Dr., Privatdozent, 1899. München, Technische Hochschule.

Weber, Paul, Ingenieur, 1901. Berlin NW, Bredowstr. 12.

Wegner, Th. Dr, 1904. Assistent am mineralog. Institut zu Münster i. W.

Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. E., Schießrain 7.

Weinschenk, Ernst, Dr., Professor, 1896. München, Haydnstraße 9 I.

Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.

Weiskopf, Alois, Dr. techn., 1902. Direktor der Hannover-Braunschweigischen Bergwerksgesellschaft zu Hannover-Herrenhausen, Böttcherstr. 8, I.

Weiß, Arthur, Dr. 1895. Lehrer am Technikum Hildburghausen, Schloßgasse 4.

Weißermel, Waldemar, Dr., Privatdozent. Bezirksgeologe. 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wenck, Wilhelm, Oberlehrer, 1903. Düsseldorf, Burgmüllerstraße 16.

Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.

Wermbter, Hans, Dr., Oberlehrer, 1904. Hildesheim, Hohenzollernring 4.

van Werveke, Leopold, Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.

Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

Wiegers, Fritz, Dr., 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wien, k. k. Universitäts-Bibliothek, 1881.

Wigand, G., Dr., Lehrer an der höheren Bürgerschule, 1888. Rostock, Alexandrinenstr. 45c.

Wilckens, Otto, Dr., Privatdozent, 1901. Freiburg i. Br., Zasiusstr. 49.

Windhausen, Anselm, stud. geol., 1903. Göttingen, Geologisches Institut.

Winterfeld, Franz, Dr., Oberlehrer, 1898. Mülheim a. Rhein.

Wischniakow, N., Dr., 1876. Moskau, Gagarinsky Pereoulok, 512.

Wittich, E., Dr., Assistent am Großherz. Museum, 1898. Darmstadt, Marienplatz 11.

Freiherr von Wöhrmann, Sidney, Dr., 1890. Festen bei Stockmannshof, Livland.

Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohestr. 62.
von Wolff, Ferdinand, Dr., Privatdozent, 1895. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Wolff, Wilhelm, Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wollemann, A., Dr., Oberlehrer, 1896. Braunschweig, Bammelsburgerstr. 3 I.
Wülfing, Ernst, Dr., Professor, 1887. Langfuhr b. Danzig, Baumbach Allee 11.
Württenberger, Geh. Bergrat, 1876. Kassel, Jordanstr. 2.
*Wüst, Ewald, Dr., Privatdozent, 1901. Halle a. S., Händelstraße 10.
Wunstorf, W., Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wysogórski, Joh., Dr., Assistent am geol.-paläontol. Institut, 1898. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
Young, Alfred P., Dr., 1895, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., London, Parliament Street 54.
Zache, E., Dr., Oberlehrer, 1891. Berlin O, Küstriner Platz 9 II.
von Zahn, Gustav Wilhelm, Oberleutnant a. D., 1905. Halensee b. Berlin, Johann Sigismundstr. 15 II.
Zech, L., Professor, 1883. Halberstadt, Wernigeroderstr. 23.
Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Berlin W, Elsholzstr. 15 pt.
Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Wilhelmshöhe b. Cassel.
*Zimmermann, Ernst, Dr., Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Zirkel, Ferdinand, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1865. Leipzig, Thalstr. 33.
Zschau, E., Dr., Professor, 1853. Plauen-Dresden, Klingenburgerstr. 6 I.
Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), ul Mochnakiego 36.

Druckfehlerberichtigungen
zu Band 57.

S. 361 Z. 1 v. o. lies **7** statt 9.
S. 380 Z. 1 v. o. lies **8** statt 7.
S. *83* Z. 1 v. o. lies **9** statt 8.
Z. 6 v. o. lies **1** statt 2.
S. 452 Z. 17 v. o. lies worden statt werden.
S. 831 Z. 2 v. o. und Z. 13 v. u. lies Sudenburg statt Üllnitz (vgl. S. *81* Z. 21 v. u.)
S. *138* Z. 17 v. u. lies Geröllåsar statt Geröll sar.
S. *147* Z. 6 v. u. lies meinem statt seinem.
S. *166* Z. 12 v. o. lies **2½** statt ½.
S. *217* Z. 2 v. u. lies glücklich gewählt statt glücklich gewählte Bezeichnungen.
S. *396* Z. 23 v. o. lies austauenden statt aufstauenden.
S. *456* Z. 17 v. o. lies **34** statt 35.



I. Namenregister.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* briefliche Mitteilung, *P.* Protokoll der mündlichen Verhandlungen.

II. Sachregister.

44


BRITISH MUSEUM
G D.
NATURAL HISTORY



